Zitteliana	8	33–72	München, 1. Juni 1982	ISSN 0373 – 9627

Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg)

von

REINHARD GAUPP*

mit 14 Abbildungen, 3 Tabellen, 1 Falttafel und Tafeln 12–14

KURZFASSUNG

Im westlichsten Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen sind Reste der synorogen entstandenen Mittelkreidesedimente auf und zwischen den Teildecken des Oberostalpin erhalten geblieben. Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen führen zu einer Gliederung dieser klastischen Sedimente in drei Serien:

3. Branderfleckschichten (Vraconien/Untercenoman bis Turon)
2. Losensteiner Schichten (Unter-/Oberalb bis Vraconien)
1. Tannheimer Schichten (Oberapt/Unteralb bis Unteralb/Mittelalb).

Die Losensteiner Schichten des Tiefbajuvarikum sind entgegen bisherigen Auffassungen keine litoralen bzw. deltaischen Flachwassersedimente. Diese Pelitserie mit Einschaltungen von turbiditischen Psammiten, Geröllpsammiten und Konglomeraten wurde in kleinen submarinen Fächern abgelagert in Wassertiefen des oberen Bathyal oder tiefen Sublitoral. Der Detritus wurde aus einem im Norden gelegenen Liefergebiet in den Nordrandbereich des oberostalpinen Ablagerungsraumes eingeschüttet.

Der untere Teil der vorherrschend grobklastischen Branderfleckschichten wird ausschließlich aus den Abtragungsprodukten mesozoischer Karbonatgesteine der Lechtaldecken-Stirnantiklinale aufgebaut. Polymikte Breccien, Megabreccien, Kalkarenite und Olisthostrome dieser Serie erlauben eine Rekonstruktion der sich mit den bathymetrischen Verhältnissen rasch verändernden Ablagerungsmilieus und der synsedimentären tektonischen Bewegungen.

Erst im höheren Teil der Branderfleckschichten wurde wieder allothigener Detritus, u. a. mit ultrabasischem Material, aus einem externen Liefergebiet zugeführt. Die Sedimentation während des Turon leitet über zur Gosausedimentation, die vergleichbares klastisches Material auf noch weiter südlich gelegene, höhere Teildecken der Kalkalpen zur Ablagerung bringt.

Die räumlichen und faziellen Verteilungsmuster der syntektonischen Mittelkreidesedimente belegen, daß weitreichende Deckenbewegungen innerhalb des Oberostalpin bereits vor der Mediterranen Phase stattfanden. Die tektonische Abdeckung der Allgäudecke durch die Lechtaldecke erfolgte während des obersten Alb (Vraconien).

ABSTRACT

Midcretaceous syntectonic sediments are preserved in and sandwiched between tectonic slivers and nappes along the northern margin of the Northern Calcareous Alps. A stratigraphic and sedimentpetrographic investigation carried out on these clastic sediments, which range from Aptian to Turonian, provides new facies interpretations and new data on the relationship between sedimentation and tectonic movements.

In the Bavarian part of the Upper Austroalpine tectonic unit as well as in northern Tyrolia and Vorarlberg (Austria), the Midcretaceous sediments can be subdivided into three series:

* Dr. Reinhard GAUPP, Technische Universität Berlin, Institut für Angewandte Geophysik, Petrologie und Lagerstättenforschung, Str. des 17. Juni 135, 1000 Berlin 12.

3. Branderfleck beds (Vraconian/Lower Cenomanian to Turonian)
2. Losenstein beds (Lower/Upper Albian to Vracónian)
1. Tannheim beds (Upper Aptian/Lower Albian to Lower Albian/Middle Albian).

The definition of ,,Branderfleck beds" as a separate stratigraphic unit, which is suggested in this paper, seems to be justified by a very different sedimentary evolution as compared with the underlying Losenstein beds.

Contrary to prevailing interpretations, the Losenstein beds are not considered as shallow water littoral or deltaic sediments, but rather they comprise a series of pelites with intercalations of turbiditic psammites, pebbly mudstones and conglomeratic beds which were deposited in small submarine fans under conditions of relatively deep water (deep sublittoral to upper bathyal depths). Sediments were transported by low density turbidites, grainflows, and debris flows derived from unknown source areas located north of the Upper Austroalpine realm. The components indicate that Mesozoic and Paleozoic rocks as well as crystalline basement rocks were exposed to erosion.

The predominantly coarse clastic Branderfleck beds have different lithofacies types and composition. Clasts from the lower part of all sections only include Mesozoic sedimentary rocks, which have microfacies typical of specific tectonic units of the Upper Austroalpine Group. The polymict breccias, megabreccias, calcarenites and olistostromes of this series bear witness to a multiphase tectonic history from Albian to Turonian. The relationship between possible tectonic movements and changes of depositional environments for the Branderfleck beds (from transgressive littoral facies to hemipelagic turbiditic sedimentation) is discussed.

The three-dimensional distribution pattern of Midcretaceous orogenic sediments in the investigated area suggests, that extensive stacking of nappes already occured before the Cenomanian and therefore precedes the Mediterranean tectonic phase (Turonian), which is considered to have caused the major internal nappe imbrications within the Upper Austroalpine units.

The assumption of a tectonic continuity within the Upper Austroalpine realm from Albian to Turonian is more convincing than a hypothetical restriction of tectonic movements to separate tectonic phases.

INHALT

1. EINLEITUNG

Nach frühen Anklängen in der Unterkreide erreichen orogene Umgestaltungen im Oberostalpin während der Mittelkreide ihren ersten Höhepunkt. Diese tektonischen Bewegungen determinierten die mittelkretazische Sedimentation maßgeblich und führten zu einer Vielfalt von unterschiedlichen faziellen Ausbildungen in den verschiedenen Deckeneinheiten des Kalkalpen-Nordrandes.

Gerade diese Lithofaziesvielfalt, die relative Fossilarmut dieser klastischen Serien sowie deren starke tektonische Beanspruchung sind Gründe dafür, daß sie weitaus weniger bearbeitet und bekannt sind, als es ihrer Bedeutung für die Kenntnis der Ostalpen-Entwicklungsgeschichte entspräche.

Über ein genaueres Verständnis der Litho- und Biostratigraphie dieser Serien aus verschiedenen tektonischen Einheiten des Bajuvarikums (Cenoman-Randschuppe, Allgäudecke, Lechtaldecke) lassen sich Schlüsse ableiten auf Zeitpunkt, Art und Ausmaß orogener Bewegungen während jener Zeit. Voraussetzungen hierfür sind genauere altersmäßige Einstufungen und detaillierte sedimentologische Untersuchungen vor allem der grob klastischen Mittelkreideablagerungen.

Ein breites Spektrum verschiedener mariner Ablagerungsmilieus, von typischem Litoral bis hin zu Bildungsräumen offensichtlich größerer Tiefen kennzeichnet die oberostalpine Mittelkreide des Kalkalpen-Nordrandes im betrachteten Raum (Ammergau bis Großes Walsertal/Vorarlberg).

Während über den Flachwasser-Charakter der basalen Bildungen der Cenoman-Turon-Serie der Lechtaldecke in der Literatur Einvernehmen herrscht, ist das Bildungsmilieu der Tannheimer und Losensteiner Schichten aus Cenoman-Randschuppe und Allgäudecke seit langem umstritten. Ansichten von Entstehung im Flachmeer/Seichtwasserbereich (z. B. Zeil 1956, Wolf 1970, Kollmann 1968, K. Müller 1973) stehen im Gegensatz zu Beobachtungen von Bearbeitern, die größere Bildungstiefen annehmen (z. B. Löcsei 1974, Faupl 1978).

Einerseits wird von ,,flyschoider" oder ,,flyschähnlicher" Sedimentation berichtet (von Reiser 1920 bis Tollmann 1976a), andererseits wird jede Verwandtschaft mit derartigem streng geleugnet (wie u. a. Zeil 1956, 1957; Otte 1972).

Hier erschien es wünschenswert, sedimentologische Beobachtungen stärker zu berücksichtigen und eine Erklärung für die faziellen Gegensätze in hoch- und tiefbajuvarischen Decken zu versuchen.

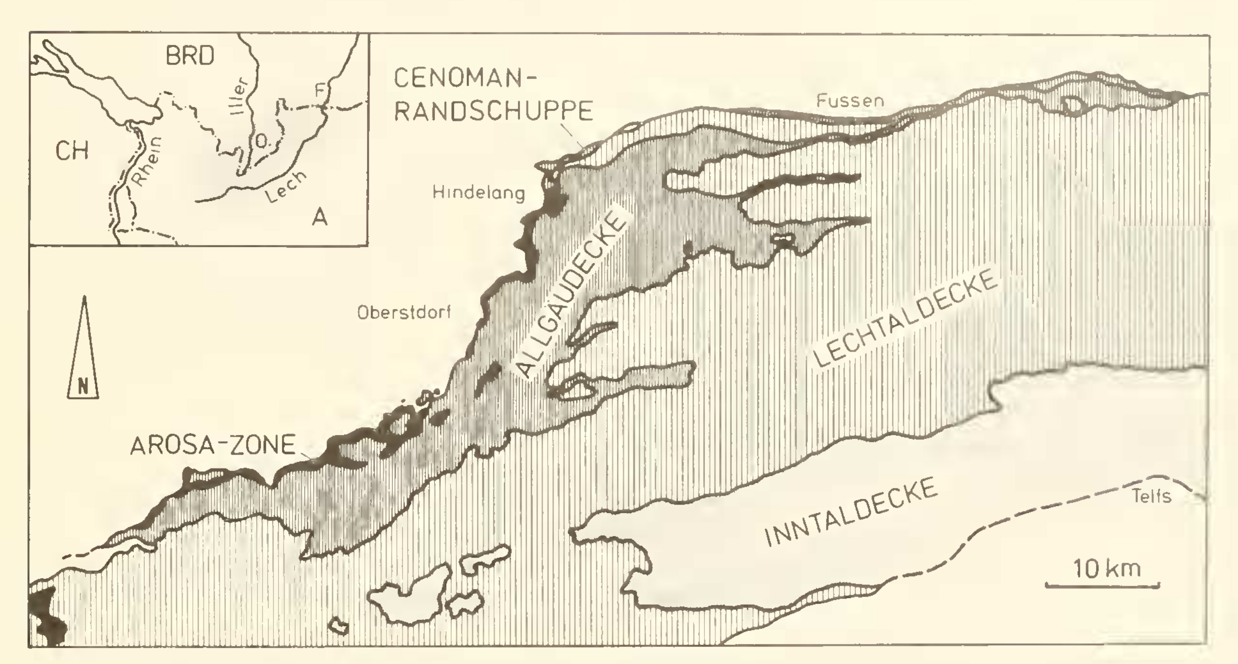


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes

2. STRATIGRAPHIE

Übersicht

In den tiefbajuvarischen Decken des Oberostalpins (Cenoman-Randschuppe, Allgäudecke, Ternberger Decke) wird die bunte Pelitfolge der Tannheimer Schichten (Oberapt und Alb; ZACHER 1966) konkordant überlagert von einer grobklastischen Serie aus Tonmergeln, Sandsteinen, Konglomeraten und untergeordneten Breccien.

Diese grobklastische Sedimentfolge, u. a. charakterisiert durch allothigene, nicht kalkalpine Gerölle, wurde in der Literatur unter den Bezeichnungen ,,Cenoman-Serie", ,,Randcenoman" (K. MÜLLER 1967, 1973), ,,Cenoman mit Exotika" und ,,transgressive Kreide" (ZEIL 1955) oder ,,Randostalpine Kreideserie" (JACOBSHAGEN & OTTE 1968) beschrieben.

KOLLMANN (1968) ersetzt diese Begriffe durch den Namen ,,Losensteiner Schichten" für die klastischen Sedimente des Unteralb bis Untercenoman der Ternberger Decke Oberösterreichs.

Lithologisch abweichende Ausbildung zeigen die Mittelkreide-Sedimente im Nordteil des Hochbajuvarikums (Lechtaldecke, Lunzer Decke). Dort greifen klastische Sedimente des Untercenoman und Turon transgressiv auf gefaltete Trias- und Juragesteine über (Abb. 2). Diese an allothigenen (exotischen Komponenten zunächst freien, fast ausschließlich aus umgelagertem kalkalpinen Material bestehenden Mergel, Kalkarenite, Breccien, Megabreccien und Olisthostrome wurden von verschiedenen Autoren mit den tiefbajuvarischen Alb-Sedimenten der ,,Losensteiner Schichten" zusammengefaßt (KOLLMANN 1968, TOLLMANN 1976a, IMMEL 1979).

Wie im folgenden belegt werden soll, empfiehlt sich jedoch eine gesonderte Betrachtung der Cenoman-Turon-Sedimente und deren Definition als eigenständige Serie.

In der vorliegenden Arbeit wird daher folgende Gliederung der Mittelkreideablagerungen des Bajuvarikums vorgeschlagen:

3. Branderfleckschichten (Vraconien/Untercenoman bis Oberturon [?])
2. Losensteiner Schichten (Unteralb/Oberalb bis Vraconien)
1. Tannheimer Schichten (Oberapt/Unteralb bis Unteralb/Mittelalb)

2.1 TANNHEIMER SCHICHTEN

Die Typlokalitäten dieser Serie liegen in der Umgebung des Tannheimer Tales (ZACHER 1966). Die Pelitserie der Tannheimer Schichten entwickelt sich aus den bis ins Apt hochreichenden (KOLLMANN 1968) Aptychenkalken der Unterkreide (Schrambachschichten) durch sehr rasche Zunahme der Mergellagen zwischen den Calpionellenkalklutiten.

Diese vorwiegend aus bunten Mergeln und Tonmergeln bestehende Folge markiert die Umstellung pelagischer, calcilutitischer Sedimentation zu tonpelitischer und schließlich gröberklastischer, orogener Sedimentation. Die Bedeutung dieser Sedimentationsumstellung, die hier im Westteil der Nördlichen Kalkalpen später erfolgt als im Osten, wird von SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER (1974) durch die Bezeichnung ,,Rossfeld-Tannheimer-Wende" hervorgehoben. Globale geotektonische und ozeanologische Ursachen müssen nach GRACIANSKY et al. (1981) für diese fazielle Umstellung vermutet werden, die nicht nur im westlichen Tethysraum, sondern auch im zentralen Atlantik (TUCHOLKE et al. 1979) nachweisbar ist.

Eingehendere Beschreibungen der Tannheimer Schichten finden sich bei ZACHER (1966), KOLLMANN (1968), LÖCSEI (1974), TOLLMANN (1976a), GAUPP (1980). Hier soll lediglich auf die regionale Verbreitung und auf die stratigraphische Reichweite der Serie eingegangen werden, die in der Originalarbeit von ZACHER (1966) mit Oberapt bis Oberalb angegeben wird.

Im Hangenden der Tannheimer Schichten folgt die gröberklastische Serie der Losensteiner Schichten mit Sandsteinen und Konglomeraten, die stellenweise tief in die liegenden Pelite eingeschnitten sind. Je nachdem, ob die hangende Serie mehr oder weniger grobklastisch ausgebildet ist (siehe unten), sind die Tannheimer Schichten unterschiedlich vollständig erhalten geblieben. Die mit der Zunahme der klastischen Anteile ärmlicher werdende Mikrofauna (RISCH 1971) erschwert zudem eine altersmäßige Festlegung der stratigraphischen Obergrenze der Tannheimer Schichten. Es erscheint hier eher praktikabel, eine Seriengliederung anzuwenden, die bereits im Gelände eine zumindest vorläufige Einstufung nach lithologischen Beobachtungen erlaubt. Es bietet sich an, die Obergrenze der Tannheimer Schichten mit dem Einsetzen der ersten Psammitbänke, die Mächtigkeiten >5 cm erreichen, festzulegen. Das hat jedoch zur Folge, daß die stratigraphische Obergrenze der Tannheimer Schichten regional sehr unterschiedlich hoch liegt und zwischen Unter- und Oberalb schwankt. In weiten Teilen des Tiefbajuvarikums scheint das erste Auftreten von Psammiten in der Mittelkreide in das Unteralb zu fallen (KOLLMANN 1968; LÖCSEI 1974 gibt Oberapt bis Unteralb an für die östlichen Kalkvoralpen), während örtlich die Pelitsedimentation erst im Oberalb von Sandschüttungen unterbrochen wird (Umgebung Tannheim).

Damit wäre die Bezeichnung ,,Tannheimer Schichten", so wie das bereits von KOLLMANN (1968) in Oberösterreich praktiziert wurde, auch im bayerischen und tiroler Anteil des Tiefbajuvarikums auf die bunte Pelitserie beschränkt, die zwischen den Aptychenkalken im Liegenden und der klastischen Serie der Losensteiner Schichten im Hangenden auftritt.

Auffällig ist die Beständigkeit der lithologischen Gliederung der Tannheimer Schichten am Nordrand der Kalkalpen (vgl. FAHLBUSCH 1964; ZACHER 1966; KOLLMANN 1968; RISCH 1969; LÖCSEI 1974).

Die Tannheimer Schichten der Cenoman-Randschuppe und der südlich anschließenden Allgäudecke entsprechen sich lithologisch und altersmäßig.

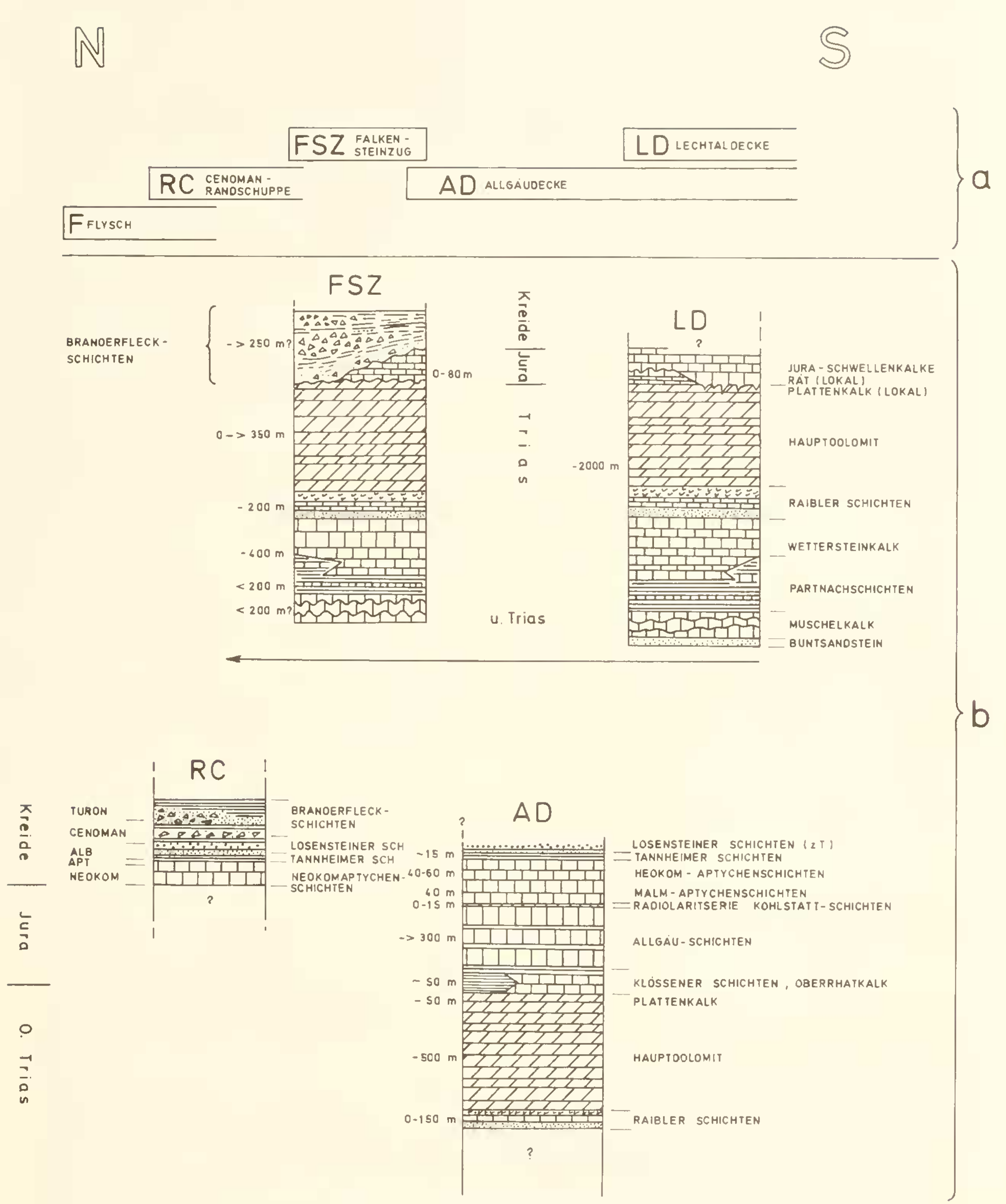


Abb. 2: Schematische Übersicht des Schichtbestandes verschiedener tektonischer Einheiten des Bajuvarikums (Ostallgäu und Tirol zwischen Lech und Iller).
a) Tektonik-Blockschema
b) Vereinfachte stratigraphische Profile des mesozoischen Schichtbestandes der Decken

In der westlichsten Allgäudecke südlich des Großen Walsertales beschreibt OTTE (1972) den Übergang hellgrauer Aptychenkalke in hellgraue Fleckenmergel (und -kalke) des oberen Apt bis untersten Alb. Nach eigener Beobachtung sind diese fleckigen Mergel mit Einschaltungen schwarzer Tonmergel auch im Steintobel (960 m NN) fazielle Äquivalente der Tannheimer Schichten. Auch die nördlichste Schuppe der Lechtaldecke südlich des Großen Walsertales, die Wandfluh-Schuppe, weist im unteren Hutlatal südwestlich der Wang-Alpe über hellgrauen, mikritischen und fucoidführenden Kalken (Aptychenschichten) eine 60–70 m mächtige Folge von grauen, roten, schwarzen und grünlichen Mergeln und Tonmergeln mit Oberapt- bis Mittelalb-Alter auf (OTTE 1972). Im obersten Teil dieser Pelitserie eingeschaltete, phacoidisierte Psammite sind jenen vergleichbar, die sich im Hangenden der Tannheimer Schichten in der Allgäudecke der Tannheimer Berge finden. In südlicheren Teilschuppen der Lechtaldecke Vorarlbergs und im Hauptkörper des Hochbajuvarikums sind keine Tannheimer Schichten obiger Definition mehr vertreten (vgl. HELMCKE & PFLAUMANN 1971; TOLLMANN 1976a).

2.2 LOSENSTEINER SCHICHTEN

Diese Serie ist durch starke lithologische Heterogenität und laterale Unbeständigkeit ausgezeichnet. Es handelt sich um vorwiegend pelitische Sedimente, in die mit regional wechselnder Häufigkeit Psammite und Psephite eingelagert sind. Besonders charakteristisch ist das Auftreten von allothigenen, nichtkalkalpinen Komponenten in Konglomeraten, Geröllpsammiten und -peliten.

Pelite:

Graue, tonige Siltsteine und Tonsiltsteine (Mergel und untergeordnet Ton- und Kalkmergel) sind das am häufigsten vertretene Schichtglied in fast allen untersuchten Profilen. Unter Berücksichtigung diagenetischer Mächtigkeitsveränderungen wird von K. MÜLLER (1967) ein Pelit: Psammit: Psephit-Verhältnis von 10:3:1 im Mittel für die „Cenoman-Serie" der Cenoman-Randschuppe angegeben. Für die entsprechenden Sedimente in der Allgäudecke der weiteren Umgebung des Tannheimer Tales kann nach eigenen Beobachtungen ein Verhältnis von 19:4:1 angegeben werden. Nach dem Atterberg-Verfahren durchgeführte Schlämmanalysen von Tonsteinen der Losensteiner Schichten ergaben Medianwerte im Mittelsiltbereich (8 bis 20 μ) und Anteile der Fraktion <2 μ zwischen 12 und 35 Gew.-% (GAUPP 1980). Pelite im eigentlichen Sinne liegen damit nicht vor (vgl. Tab. 1). Höhere Feinsandgehalte, Quarzkorngrößen >1 mm, häufigere Hellglimmer und Kohlepartikelchen (Pflanzenhäcksel) und das Auftreten von silikatischen Gesteinspartikeln (Quarz-Chlorit-Aggregate) sind auf massige, hellgraue, rauhbrechende Mergel beschränkt, die gelegentlich schlierenförmige Sandeinlagerungen erkennen lassen. Eine selten deutlich erkennbare Hell-Dunkel-Bänderung der Mergel im dm- bis m-Maßstab wird durch unterschiedliche Anteile von Grobsilt bis Feinsand hervorgerufen. Eine Gradierung solcher Mergel läßt auf deren resedimentäre Entstehung schließen (teilweise Schlammturbidite).

			Mineralbestand (<2 μ) Durchschnittswerte in Gew.%								Kornfraktionen				
		Probenzahl	Quarz	Feldspat (Plg+Or)	Illit	Kaolinit	Chlorit	Calcit	Dolomit	Korndurchmesser, max. [μ]	Feinsand >63 μ [Gew %]	Silt 2–63 μ [Gew %]	Ton <2 μ [Gew %]	Median [μ]
1 Pelitzwischenlage der Neokomaptychenschichten	Apt ?	1	12	<1	34	2	4	48	0	500	<0.1	81	19	11
2 Pelite der Tannheimer Schichten	o Apt, Alb	6	16 ± 2	2.1 ±0.5	34 ± 5	<2	4 ±2	44 ±11	0	350 ±230	<0.1	81 ± 3	19 ± 3	12 ± 3
3 Pelite der Losensteiner Schichten	Alb, Vraconien	10	22 ± 2	4.2 ±1.6	43 ± 2	<2	5 ±1	22 ± 6	<1	340 ±130	<1	84 ± 5	18 ± 6	15 ± 4
4 Pelite der Branderfleckschichten	a) Vraconien Cenoman	8	22 ± 3	4.1 ±2.4	29 ± 5	<2	8 ±3	36 ± 8	0	350 ± [illegible]0	1.3 ±0.7	78 ± 4	20 ± 5	10 ± 2
	b) Turon	8	17 ± 6	1.5 ±1.2	41 ± 9	<2	7 ±2	25 ±10	6 ±2	510 ±340	1.0 ±0.6	81 ± 4	19 ± 5	10 ± 5
5 Pelite der Kreideschieferserie (südl. Lechtaldecke)	Alb ?	5	29 ± 5	5.0 ±1.5	28 ± 7	<3	8 ±[illegible]	28 ± 6	0					

Tab. 1: Mineralbestand und Kornfraktionen von Mittelkreidepeliten (Methodik in GAUPP 1980).

Geröllpelite und -psammite:

Mischsedimente aus psephitischen und pelitischen Anteilen erreichen in den Losensteiner Schichten Mächtigkeiten bis > 20 m. Meist extrem gut gerundete Gerölle liegen in diesen Gesteinen „freischwimmend“ (mud-supported) in sandigtoniger Grundmasse. Die Geröllkomponenten entsprechen denen der begleitenden Konglomerate. Mitunter sind Tonsteine und Psammite des Liegenden schlierenförmig zerrissen und verbogen, in diese „Rosinenmergel“ eingelagert. Die basale Begrenzung solcher Geröllpsammitlagen gegen unterlagernde Pelite ist scharf.

Psammite:

Sandsteinbänke mit Mächtigkeiten von 1 cm bis > 2,5 m sind in die Tonsteine eingelagert. Abfolgen von Sandsteinbänken, die zum Hangenden hin mächtiger werden (thickening upward sequences), sind besonders im tieferen Teil der Losensteiner Schichten zu beobachten.

Psammitbänke bis maximal 1 m Mächtigkeit, mit mehr oder weniger vollständigen BOUMA-Sequenzen zeigen gelegentlich deutlich ausgeprägte Sohlmarken, vor allem Strömungskolke und Belastungsmarken (vgl. Tafel 12, Fig. 2–3). Die Gesamtheit der Sedimentstrukturen dieses Sandsteintyps sowie die Projektion der Median- und 1%-Percentilwerte im PASSEGA-Diagramm weist auf turbiditische Ablagerungsvorgänge hin (GAUPP 1980).

Hiervon klar zu unterscheiden, sind mächtigere, massige Sandsteine ohne Internstrukturen. Sie sind im Mittel grobkörniger, besser sortiert, matrixärmer und mithin von besserer kompositioneller Reife als die vorgenannten Psammite. Komponentenbestand und sedimentpetrographische Parameter der Psammite sind Tab. 2 zu entnehmen.

Nach den Nomenklaturvorschlägen von HUCKENHOLZ (1963) liegen hier feldspatarme Grauwacken und Quarzgrauwacken vor. Charakteristisch für alle untersuchten Sandsteine der Losensteiner Schichten ist deren stets hoher Gehalt an Chromspinell (Picotit).

Während in den nördlicher gelegenen Sedimentationsräumen des Rhenodanubischen Flysches und des Helvetikums im Alb typische glaukonitreiche Psammite abgelagert wurden, sind die annähernd zeitgleichen Psammite des nördlichen Kalkalpin äußerst arm an Glaukonit (vgl. Tab. 2).

Seltenere grünliche Psammite der Losensteiner Schichten erwiesen sich stets als lediglich Chlorit oder Serpentinit führend.

Breccien:

Für die Losensteiner Schichten sind Breccien untypische Schichtglieder.

Basallagen gradierter Psammite sind selten feinbrecciös ausgebildet.

Serpentinitführende, dünne Breccienbänke mit Beimengung gutgerundeter Gerölle weisen den gleichen Komponentenbestand auf, wie die wesentlich häufigeren Konglomerate.

Konglomerate:

Polymikte Konglomerate treten in den Losensteiner Schichten meist gemeinsam mit Geröllpsammiten und mächtigeren Quarzpsammiten auf. Komponentengestützte Konglomerate sind häufiger vertreten als matrixgestützte. Unorganisierte, chaotische Konglomerate mit Gerölldurchmessern bis 0,5 m können zum Hangenden in gut sortierte, feinkörnige Konglomerate mit Imbrikation der Klasten übergehen. Normale, inverse oder multiple Gradierung ist häufig anzutreffen. Die größten beobachteten Gerölldurchmesser liegen bei 2,5 m in der Cenoman-Randschuppe. Nach S in die Allgäudecke hinein nehmen maximale und durchschnittliche Gerölldurchmesser sowie Bankmächtigkeiten der Konglomerate ab, während die Sortierung zunimmt. Der kristalline Anteil der allothigenen (exotischen) Gerölle wurde wiederholt beschrieben (ZEIL 1955, ZACHER 1959, LÖCSEI 1974). Daß auch ein erheblicher Teil der Sedimentgesteins-Gerölle nicht kalkalpiner Herkunft ist, konnte inzwischen belegt werden (GAUPP 1980). Biogene Flachwasserkalke des Malm und der Unterkreide sowie karbonatisch-siliziklastische Sedimente sind in den Geröllen der Losensteiner Konglomerate stets vertreten. Die Fazies dieser Sedimentgesteinsgerölle ist für das Kalkalpin untypisch bzw. unbekannt. Auch diese Gerölle sind als „exotisch“ zu betrachten. Auf die paläogeographische Bedeutung dieser Gerölle soll andernorts eingegangen werden.

An der Basis mächtigerer Lagen ist gelegentlich erosives Eingreifen in liegende Grauwacken mit Winkeldiskordanzen bis 30° zu beobachten. Die untere Begrenzung der Bänke ist stets scharf und in vielen Fällen konvex nach unten gewölbt. Dagegen sind die Bankoberflächen eben und oft konkordant von Sandsteinlagen überdeckt.

Sobald im Gelände die dritte Dimension dieser Konglomeratkörper aufgeschlossen ist, wird deren langgestreckte und im Querschnitt linsenförmige Form ersichtlich.

Besonders die Aufschlüsse des Bärgunt im hinteren Kleinen Walsertal bieten hierzu guten Einblick (Abb. 3).

Dort läßt sich eine Regelung länglicher Gerölle parallel zur Längserstreckung dieser Konglomeratkörper erkennen. Wird nun berechtigterweise ein ursprünglicher Transport des Sedimentmaterials in Längsrichtung dieser Konglomeratkörper gefolgert, so liegt hier eine Imbrikationsart vor, die nach DAVIES & WALKER (1974), und WALKER (1975a, c; 1978) bei resedimentierten Konglomeraten anzutreffen ist. Ein Transport in strömendem Medium ist somit für diese Konglomerate wenig wahrscheinlich.

Die Einbettung der Konglomerate in pelitische und psammitische Gesteine, ihre laterale Vertretung durch feinerklastische, schließlich pelitische Sedimente, ihr Interngefüge, ihre Assoziation mit Geröllpeliten und Mergeln

Serie	Alter	Psammittyp	Tektonische Einheit	Probenzahl n	Freie Minerale Korn-% (Mittel und Standardabw.)								
					Quarz monokristallin	Quarz polykristallin grobkörnig	Quarz polykristallin feinkörnig	Σ Quarz	Feldspat	Opake und Schwerminerale	Glimmer	Chlorit	Glaukonit
Losensteiner Schichten	Alb und Vraconien	dünn- und mittelbankige turbiditische Psammite	(AD+CR)	n=6	16.7 ± 9.7	1.9 ±1.4	3.0 ±2.4	21.6 ±10.5	1.8 ±1.9	0.7 ±0.6	2.2 ±2.2	0.9 ±0.8	<0.1
		dickbankige massige Psammite	(CR)	n=3	25.6 ± 4.7	8.2 ±3.1	2.3 ±0.6	36.1 ± 8.3	1.7 ±0.4	0.7 ±0.8	0.9 ±0.5	1.4 ±1.8	<0.1
Branderfleck-schichten	Vraconien	dünnbankige turbiditische Psammite	(CR)	n=1	5.1	0	0.2	5.3	0	<0.1	0	2.4	0
	Cenoman	massige Psammite des trans-gress. Basalabschnittes I	(LD)	n=2	32.6 ± 1.6	2.1 ±0.1	0	34.7 ± 1.7	0.7 ±0.2	1.1 ±1.1	0	0.4 ±0.3	0.2 ±0.1
		massige Kalkarenite	(LD)	n=3	0.5 ±0.4	0	0	0.5 ±0.4	0	<0.1	0	0	0
	Turon	mittelbankige turbiditische Psammite	(LD+CR)	n=6	4.2 ±2.6	1.5 ±1.5	1.7 ±2.0	7.4 ±4.5	0.2 ±0.3	0.4 ±0.3	0.2 ±0.1	3.1 ±2.5	<0.1
Kreideschiefer-serie	Alb, Cenoman (?)	dünn- bis mittelbankige turbiditische Psammite	(LD)	n=4	17.6 ± 6.3	0.8 ±2.0	1.1 ±1.8	19.4 ± 8.1	1.4 ±1.2	0.3 ±0.5	1.5 ±1.8	6.4 ±2.5	<0.1

Tab. 2: Modalbestand und sedimentpetrographische Parameter von Psammiten der Mittelkreideserien; CR = Cenoman-Randschuppe; AD = Allgäudecke; LD = Lechtaldecke.

[1]) Modalbestand nach Pointcounteranalyse;

[2]) Kompositionelle Reife = $\frac{\text{Quarz + Hornstein}}{\text{Gesteinsbruchstücke + Feldspäte}}$

[3]) Quarz-Rundung nach Skalierung 1 bis 6: 1 = ungerundet, 6 = vollst. gerundet.

				Gesteinsbruchstücke Korn-% (Mittel und Standardabweichung)											Sedimentpetrographische Parameter						
Matrix	Σ Phyllosilikate	Σ freie Minerale	Zement	Kalkmikrit	Kalksparit	Dolomit	Hornstein (Microquarz, Chalcedon, Kieselkalk)	Tonstein, Schieferton, Phyllit	Quarz-Chlorit- Aggregate Quarz-Glimmer-	'Diabas', basische Vulkanite	Serpentinit	sonstige Gesteinsfragmente	Σ Gesteinsbruchstücke	Biogene	Kompositionelle Reife 2)	Median [μ]	Ø max [μ]	Sortierung So (TRASK)	Skewness Sk (TRASK)	Graphic stand. dev. σ (FOLK)	Rundung Quarz 100 μ 3)
18.9 ± 7.7	21.8 ± 8.7	26.9 ±10.5	10.8 ± 3.2	9.8 ±7.6	9.5 ±8.5	2.6 ±1.6	4.1 ±3.7	1.5 ±2.4	9.3 ±8.8	0.2 ±0.4	4.4 ±10.0	<0.2	42.4 ±11.1	<0.5	0.68 ±0.43	109 ± 66	458 ±290	1.4 ±0.2	1.2 ±0.1	0.59 ±0.15	2.2 ±0.3
17.8 ±10.5	19.0 ±10.6	39.6 ± 9.0	6.8 ±1.8	4.6 ±0.8	2.7 ±1.2	6.0 ±2.0	5.2 ±2.4	2.2 ±2.0	13.8 ±2.0	0.2 ±0.4	0	<0.5	35.1 ± 4.8	<0.1	1.14 ±0.30	93 ±20	1125 ±165	1.4 ± 0	1.1 ± 0	0.90 ±0.04	2.1 ±0.3
18.4	20.8	7.7	8.7	41.1	13.5	1.2	8.2	0.1	0.2	0	0	0	64.3	1.0	0.21	75	900	1.4	1.1	0.70	2.0
29.2 ± 3.8	30.0 ± 4.0	36.8 ± 2.8	4.4 ±0.6	7.2 ±1.8	3.5 ±3.5	4.5 ±0.5	9.2 ±1.2	0	4.5 ±0.5	0	0	0	29.0 ± 2.0	0.5 ±0.1	1.48 ±0.02	75 ± 5	550 ± 50	1.3 ±0.1	1.1 ± 0	0.50 ±0.[illegible]5	2.9 ±0.1
11.3 ± 6.4	0	0.5 ±0.4	18.6 ±8.3	41.0 ±11.0	7.1 ±1.9	8.2 ±6.9	5.4 ±1.3	0	0	0	0	0	61.7 ± 2.3	7.8 ±2.2	-	720 ±400	4000 ±3000	-	-	-	-
18.0 ±11.4	21.7 ±13.9	12.0 ± 6.8	3.7 ±2.4	14.6 ± 7.4	9.1 ±4.5	5.9 ±6.1	9.2 ±5.3	<0.1	2.0 ±1.5	<0.1	18.2 ±17.2	<0.5	49.6 ±20.0	<0.5	0.33 ±0.23	89 ±33	667 ±360	1.6 ±0.3	1.1 ± 0	1.15 ±0.50	2.2 ±0.2
21.1 ± 4.3	29.3 ± 5.9	29.1 ±12.3	5.5 ±4.5	1.3 ±1.7	26.5 ±16.4	0.4 ±1.0	2.0 ±2.4	1.0 ±1.6	5.3 ±4.4	0.7 ±1.2	6.0 ±10.0	0	43.0 ±11.0	0.5	0.57 ±0.39	90 ±22	390 ±145	-	-	-	2.4 ±0.1

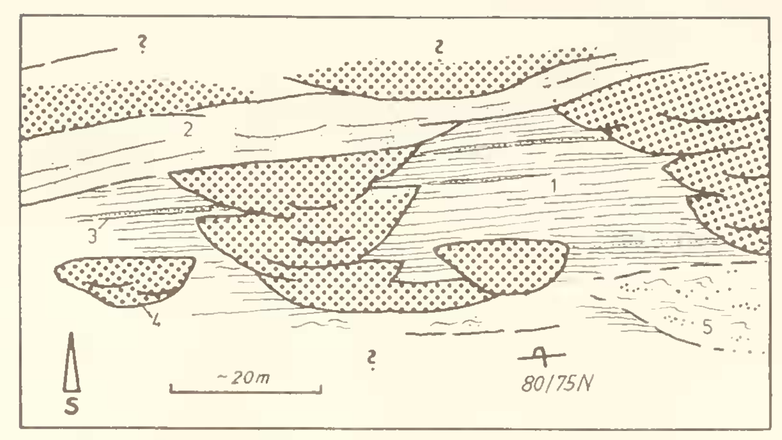


Abb. 3: Skizze eines Ausschnittes der konglomeratischen Rinnenfüllungen im Bärgunt, Kleines Walsertal/Vorarlberg, 1780–1810 m NN. Losensteiner Schichten, Arosa-Zone.
1 = Silt und Tonsteine
2 = Psammite (Grauwacken)
3 = Einschaltungen turbiditischer Psammite (Grauwacken)
4 = Konglomerate
5 = Geröllpelite und Psammite

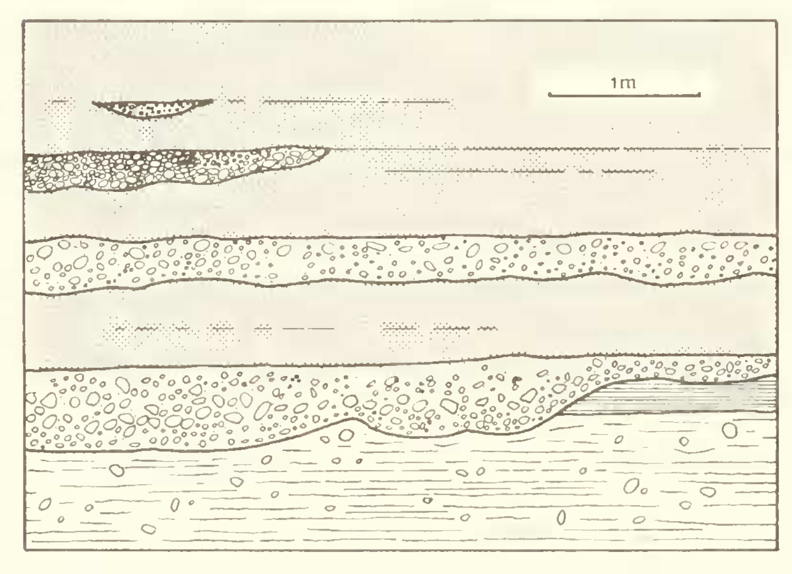


Abb. 4: Aufschlußzeichnung einer 2,5 m mächtigen Sandsteinbank über Geröllpeliten und Resten einer Tonsteinlage, mit Einschaltungen von matrixgestützten Konglomeraten und kleinen Linsen von Orthokonglomeraten.
Losensteiner Schichten, Hirschbach nördlich Hindelang, 1400 m NN; Cenoman-Randschuppe.

mit Slumpstrukturen sowie die Geometrie dieser Sedimentkörper lassen erkennen, daß es sich hier nicht um „autochthon" gebildete, litorale oder gar fluviatile Sedimente handelt, sondern daß hier Resedimente vorliegen im Sinne Walker's (1975c). Ihre Form, ihr interner Aufbau und ihre Begrenzung gegen umliegende Gesteine berechtigen ihre Bezeichnung als Rinnenfüllungen (Abb. 4). So wird auch verständlicher, daß dort, wo Konglomerate, „Rosinenmergel" oder Psammite der Losensteiner Schichten mächtiger entwickelt sind (etwa nördlich des Hochfelln Blatt 8241 Ruhpolding, oder südlich Tannheim), die gesamten Tannheimer Schichten fehlen. Mehrere 100 m bis > 1 km breite und bis > 100 m tiefe Rinnen wurden vermutlich durch gravitative Sedimentumlagerungen in die wenig widerstandsfähige Pelitunterlage erodiert (Gaupp 1980). Lokal sind diese Rinnen sogar in die Schrambachschichten eingetieft, so daß mehr oder weniger grobklastische Rinnenfüllungen der Losensteiner Schichten direkt Gesteine des Jura überlagern.

Aufgrund dieser Beobachtungen wurde eine Transgression in der Mittelkreide der Cenoman-Randschuppe und der Allgäudecke vermutet (z. B. Zeil 1955; Zacher 1959).

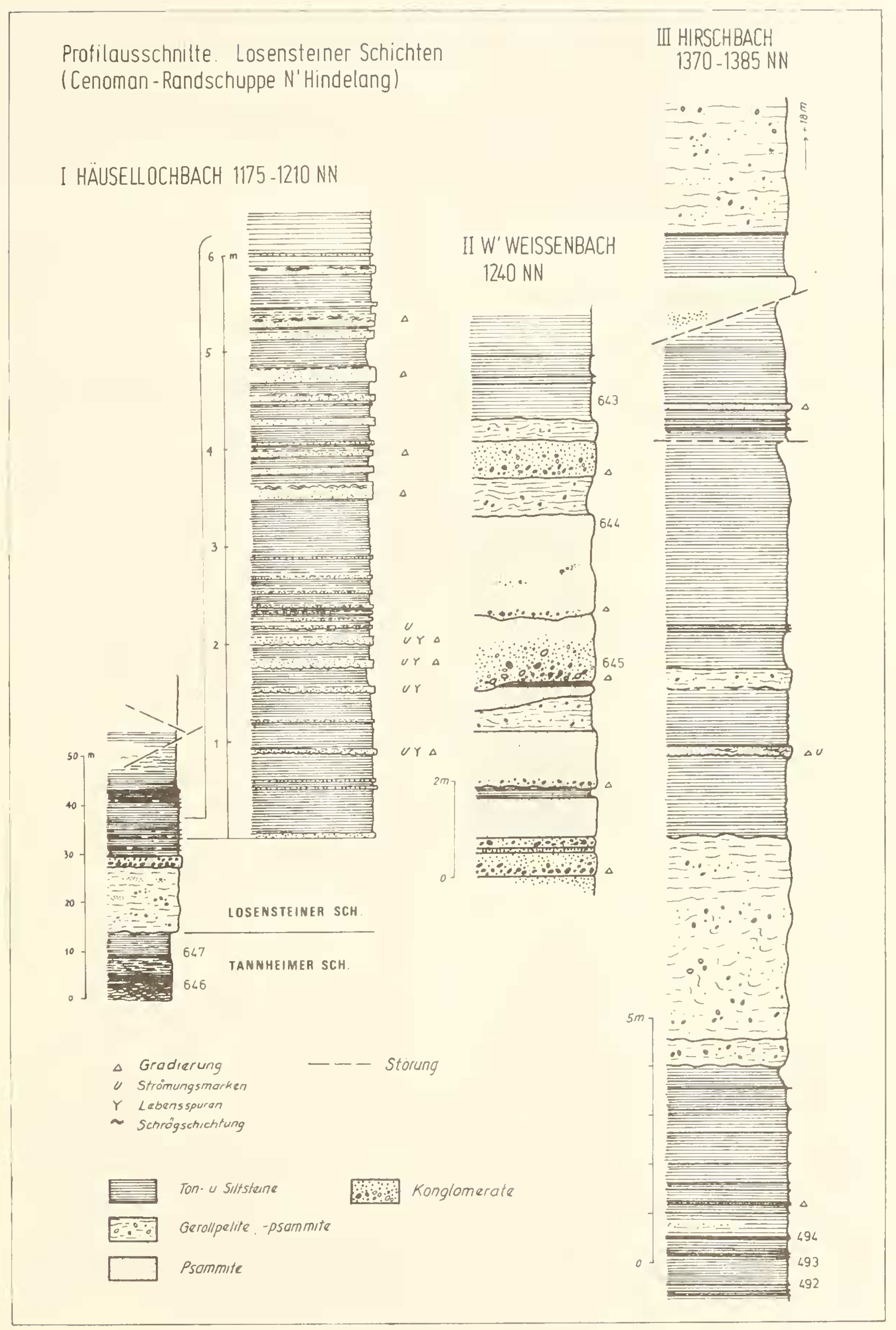


Abb. 5: Profilausschnitte von Losensteiner Schichten aus der Cenoman-Randschuppe nördlich Hindelang mit typischen Assoziationen der Lithofaziestypen.

Eine Transgression im Sinne eines diskontinuierlichen Übergreifens der Alb-Sedimente auf ältere Gesteine (nach einer subaerischen Erosionszeit), liegt nach allen hier gemachten Erfahrungen nicht vor. Alle Schichtlücken unter der Basis der Losensteiner Schichten sind beschränkt auf Profile, wo jene besonders reich an gröberklastischen Bildungen sind und haben ihre Ursache in submariner Rinnenerosion. Die gröberklastischen Rinnenfüllungen gehen seitlich in Pelit/Psammitfolgen über, in denen sich mehr oder weniger kontinuierliche Sedimentation von Apt ins Alb und schließlich ins Cenoman (z. B. Cenoman-Randschuppe der Hölle) verfolgen läßt. Winkeldiskordanzen an der Basis tiefgreifender Rinnen sind vor allem aufgrund ihrer Ausgedehntheit und damit zu erwartender geringer Winkelbeträge und nicht zuletzt durch tektonische Überprägung sehr selten in Einzelaufschlüssen zu beobachten. Sie lassen sich aber eindrucksvoll durch Kartierung erfassen. Als Beispiele für kontinuierliche Abfolgen von Tannheimer und Losensteiner Schichten (Abb. 5) seien die konglomerat- und geröllpsammitarmen Profile der Hölle bei Füssen (Cenoman-Randschuppe; Kockel, Richter & Steinmann 1931; Zeil 1955), der Krähenwand nördlich Hindelang (Risch 1971) und von Innergschwend bei Tannheim (Zacher 1966, Risch 1971) erwähnt.

Stratigraphische Reichweite der Losensteiner Schichten:

In kontinuierlichen Profilen ist die Basis der Losensteiner Schichten durch das Einsetzen psammitischer Schüttungen definiert (vgl. Kollmann 1968) und fällt damit meist ins Unteralb. Nur in Ausnahmefällen scheinen Psammitschüttungen erst im Oberalb einzusetzen (z. B. nördlich von Tannheim; Zacher 1966).

In diskontinuierlichen Profilen mit stärkerer Beteiligung grobklastischer Sedimente können z. B. Geröllpsammite oder Konglomerate des Unter-/Mittelalb bis Vraconien direkt über Gesteinen der Unterkreide oder des Jura folgen. Eine biostratigraphische Erfassung der Serienuntergrenze wird dort meist scheitern, allein schon aufgrund der Faunenvermischung und -umlagerung in den Resedimenten.

Die Obergrenze dieser Serie wird hier über den letzten, allothigene Komponenten führenden Konglomeraten/Geröllspammiten und Quarzgrauwacken gezogen, dort wo erstmals klastische Bildungen (Breccien, Kalkarenite, Olisthostrome), frei von allothigenen Komponenten einsetzen. Sowohl nach Kollmann (1968) als auch nach Löcsei (1974) liegen die stratigraphisch höchsten kristallinführenden Konglomerate der Losensteiner Schichten in der appeninica-Zone, und damit im Grenzbereich Oberstes Alb/Untercenoman. Von Pflaumann & Stephan (1968) wird für einen Geröllpelit der Losensteiner Schichten der Allgäudecke ein mittelcenomanes Alter gefordert. Von Fahlbusch (1964) ins Cenoman eingestufte Geröllpelite des Lochgrabens (Chiemgauer Alpen) gehören nach Risch (1969) dem obersten Alb (Vraconien) an.

In der Allgäudecke zwischen Lech- und Illertal genommene Mergelproben aus der Nähe kristallinführender Psephite der Losensteiner Schichten ergaben in keinem Fall jüngere Alter als Vraconien (Gaupp 1980, Faunenbearbeitung durch Dr. Risch).

Die stratigraphische Reichweite der Losensteiner Schichten kann somit Unteralb, lokal Mittel- oder Oberalb, bis Vraconien umfassen.

Regionale Verbreitung:

Losensteiner Schichten oben genannter Definition sind zwischen Ammergau und Großem Walsertal/Vorarlberg in Allgäudecke und Cenoman-Randschuppe bzw. Arosa-Zone vertreten.

In der Arosa-Zone (M. Richter 1970) sind die Vorkommen von Losensteiner Schichten, die ursprünglich alle dem Ablagerungsraum der Cenoman-Randschuppe bzw. Allgäudecke angehörten, als tektonische Schubfetzen aufzufassen.

Noch in dem westlichsten Teil der Allgäudecke (Zitterklapfenschuppe, Otte 1972) finden sich Sedimente, die nach Alter und Ausbildung zu den Losensteiner Schichten zu stellen sind.

Im südlichen Hochbajuvarikum und in tektonisch noch höheren Einheiten des Kalkalpin wurden keine Losensteiner Schichten abgelagert. Die Ton- und Sandsteine des Alb der südlichen Lechtaldecke (Huckriede 1958, Helmcke & Pflaumann 1971, Otte 1972) sind von stark abweichender Ausbildung und Zusammensetzung. Sie wurden von einem anderen Liefergebiet bestimmt als die Losensteiner Schichten (Gaupp 1980).

Ob auf dem Nordrandbereich der Lechtaldecke Losensteiner Schichten abgelagert wurden, bleibt fraglich. Gegen deren vormalige Ablagerung spricht, daß dort in den basalen Lagen der transgressiven Mittelkreide bis auf gelegentlichen Picotit (Cr-Spinell) als Schwermineral und Quarz keinerlei Aufarbeitungsrelikte solcher Sedimente nachzuweisen sind.

2.3 BRANDERFLECKSCHICHTEN

2.3.1 Namensgebung

Für die im folgenden definierten, vorwiegend klastischen Ablagerungen des Untercenoman (teils schon Vraconien) bis Turon aus Cenoman-Randschuppe, Allgäudecke (nur im äußersten Westen) und Lechtaldecke wird hier der Name Branderfleckschichten vorgeschlagen. Die Typlokalität ist der Branderflecksattel zwischen Ahornspitze und Branderschrofen in den Hohenschwangauer Bergen, wo diese Serie gut in charakteristischer Ausbildung aufgeschlossen ist.

Folgende Gründe sprechen für die Abtrennung und gesonderte Benennung des höheren Teils der Mittelkreidesedimente als eigenständige Serie:

– Die klastischen Sedimente von (Vraconien/)Untercenoman bis Turon weisen eine, von tieferen Mittelkreide-Serien stark abweichende, eigene Entwicklungsgeschichte auf. Während des Apt/Alb wird die Sedimentation von einem im Norden des Kalkalpin gelegenen Liefergebiet dominiert. Vom obersten Alb bzw. unteren Cenoman ab wird die Sedimentation nicht mehr von extern gelegenen Liefergebieten, sondern von tektonischen Vorgängen im nördlichen Kalkalpin selbst bestimmt.

– Von KOLLMANN (1968) wurden als Losensteiner Schichten die kristalline Gerölle führenden Sedimente des Unteralb bis zur Alb-/Cenomangrenze (appeninica-Zone) beschrieben. Eine Ausweitung dieser Schichtbezeichnung auf Oberkreidesedimente meist abweichender regionaler Verbreitung und völlig andersartiger fazieller Ausbildung (z. B. TOLLMANN 1976a; IMMEL 1979) erscheint mir nicht berechtigt.

Die fazielle und kompositionelle Veränderung dieser Serie während des Turon macht eine Untergliederung in Untere und Obere Branderfleckschichten erforderlich (Abb. 6).

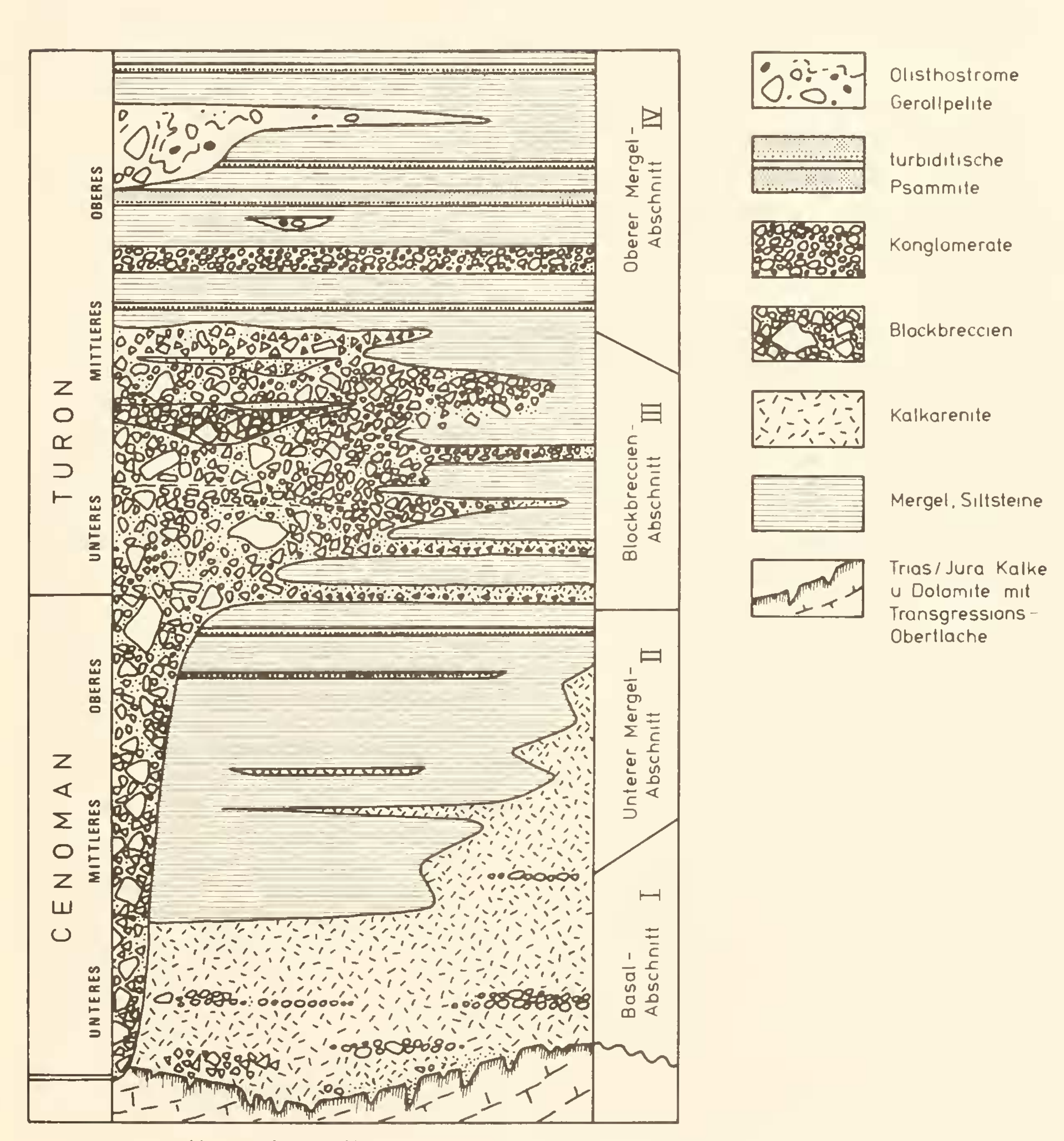


Abb. 6: Schemaprofil der Branderfleckschichten (Lechtaldecke) nach GAUPP et al. (1981).

2.3.2 Beschreibung der Serie, Gliederung und stratigraphische Reichweite

Die Branderfleckschichten enthalten vorherrschend grobklastische Sedimente wie Breccien, Blockbreccien und Olisthostrome. Aber auch pelitische und psammitische Gesteine sind, vor allem im basalen und im höchsten Abschnitt der Serie vertreten.

Trotz der ausgeprägten faziellen Differenziertheit vor allem im tieferen Teil dieser Serie, ließ sich eine Unterscheidung von vier lithologischen Einheiten durchführen:

IV Oberer Mergel-Abschnitt	Obere Branderfleckschichten
III Blockbreccien-Abschnitt II Unterer Mergel-Abschnitt I Basal-Abschnitt	Untere Branderfleckschichten

Diese Gliederung wurde zunächst für den Raum zwischen Ammer und Iller erarbeitet, besitzt aber nach Vergleichsbegehungen und Literaturauswertung wohl auch Gültigkeit für den gesamten bayerischen Anteil des Lechtaldecken-Nordrandes. Feinstratigraphische Untersuchungen im weiteren regionalen Rahmen werden dies klären müssen.

Abb. 11 gibt schematisiert die lithologische Abfolge der Branderfleckschichten wieder. Benachbarte Profile weichen hiervon mehr oder weniger stark ab. Gemeinsam ist allen aufgenommenen Profilen dieser Abschnitte das starke Vorherrschen oft bunter, pelitischer Sedimente mit Einschaltungen von turbiditischen Sandsteinen und gröberklastischen Resedimenten.

Die Gesamtmächtigkeit der Branderfleckschichten unterliegt, wie die Mächtigkeiten der einzelnen Abschnitte, sehr starken Schwankungen. Sie liegt zwischen <80m und >150m.

2.3.2.1 Untere Branderfleckschichten (Abschnitt I–III)

1. Basal-Abschnitt (I):

Die Untergrenze der Branderfleckschichten ist in der Cenoman-Randschuppe und auf dem Lechtaldecken-Nordrand unterschiedlich ausgebildet.

a) Cenoman-Randschuppe:

In der Cenoman-Randschuppe (z. B. Kleebach westlich Unterjoch; Hölle bei Schwangau) setzen im Vraconien über den kristallinführenden Psammiten und Psephiten der Losensteiner Schichten erstmals klastische Schüttungen ein, die zunächst aus relativ kleinen Bruchstücken von Unterkreide- und Jurakalken rein kalkalpiner Fazies bestehen. Allothigene Komponenten fehlen völlig. Diese Linsen aus Mergeln und Gesteinsbruchstücken nehmen schnell an Häufigkeit und Größe zu und entwickeln sich zu teilweise sehr mächtigen Olisthostromen und matrixreichen Blockbreccien. Vergesellschaftet mit diesen Grobklastika und teilweise aus ihnen hervorgehend sind Feinbreccienbänke und gelegentlich gradierte Kalkarenite, die keinen oder deutlich niedrigeren Quarzgehalt haben, als die liegenden Grauwacken der Losensteiner Schichten. Lokal sind in den meist schon zum Cenoman gehörenden Silt- und Tonsteinen der Cenoman-Randschuppe bis hausgroße Olistholithe aus matrixarmen, polygenen Blockbreccien (nördlich Hindelang, Gaupp 1977) zu finden. Die Lithologie der Klasten spricht dafür, daß es sich hier um Abtragungsprodukte der im Süden gelegenen Lechtaldeckenstirn handelt:

- Erstens sind Klasten in Lias-, Dogger- und Malm-Rotkalkfazies (Crinoidenspatkalke, Saccocomakalke etc.) sehr häufig vertreten. Diese Fazies sind im hier betrachteten Raum im Tiefbajuvarikum nicht anzutreffen, dagegen im nördlichen Stirnbereich der Lechtaldecke (Falkensteinzug, Vilser Stirnschuppe) typisch entwikkelt.
- Zweitens spricht für einen Transport aus südlichem Liefergebiet, daß sowohl die Häufigkeit der Olisthostrome und Blockbreccienlagen als auch die Klastendurchmesser in der Cenoman-Randschuppe nach Norden abnehmen. Dies ist nördlich von Hindelang belegbar, wo diese tektonische Einheit weiträumig aufgeschlossen ist (Gaupp 1980).

Die größten vollständig aufgeschlossenen Olisthostrome erreichen nördlich von Hindelang eine Ausdehnung von 50×10m im Querschnitt. Die zum Liegenden konvex gewölbte Untergrenze dieser Gebilde ist scharf. Gelegentlich reichen Mergelschlieren der Unterlage flammenförmig in die Blockmassen. Die Obergrenze ist eben und folgt der Schichtung der Umgebung. Seitlich dünnen die Linsen aus und setzen sich manchmal in Kalkarenit- und Breccienlagen über eine gewisse Strecke fort. Ungerundete bis mäßig gerundete Gesteinsbrocken von wenigen cm bis 3m Durchmesser und kantige Blöcke sowie ganze Schichtpakete liegen meist ohne gegenseitige Berührung, unsortiert nach Größe und Gesteinsart, in mergeliger, teilweise feinsandiger Matrix (Abb. 7). Örtlich können Komponenten dichtgedrängt vorkommen, so daß in einem Aufschluß Übergänge von tonreichen Blockbreccien in Olisthostrome zu erkennen sind. Eine Einregelung der Komponenten ist meist nicht festzustellen, abgesehen von großen plattigen Klasten in Kontaktnähe zum umgebenden Sediment. Bei mergelreichen Bildungen nimmt zum Hangenden hin die Größe der Klasten rasch ab und die schlecht sortierten Blockmassen gehen gelegentlich über in dünne Lagen matrixärmerer Breccien und gut sortierter Feinbreccien (Komponenten <1 cm) oder werden nur von Mergeln und einzelnen dünnen Breccien und Sandsteinbänkchen überlagert.

In einigen Fällen läßt sich beobachten, daß die größeren Linsenkörper aus einer Serie einzelner Schüttungen zusammengesetzt sind, die in sich jeweils gradiert sein können (Abb. 7).

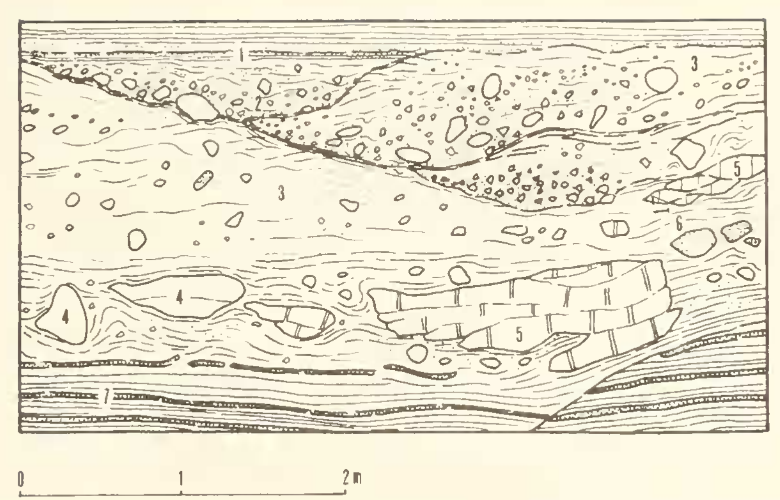


Abb. 7: Ausschnitt aus einem kleineren Olisthostrom der basalen Unteren Branderfleckschichten der Cenoman-Randschuppe (Vraconien).

1 = laminierter Kalkarenit

2 = gradiertes, matrixgestütztes Konglomerat mit vorwiegend Aptychenkalk-Komponenten.

3 = Geröllmergel mit gerundeten Komponenten aus Kalken und Dolomit.

4 = Tithonkalk-Blöcke.

5 = Fleckenkalk-Blöcke (Allgäuschichten).

6 = Quarzkalkpsammite (eingearbeitete Klasten aus der stratigraphischen Unterlage).

7 = dünnbankige Psammite der Oberalb (Losensteiner Schichten).

b) Nördlicher Teil der Lechtaldecke:

Während sich die Branderfleckschichten der Cenoman-Randschuppe ohne Diskontinuität aus den Losensteiner Schichten entwickeln, ist in der nördlichen Lechtaldecke, damit auch im Falkensteinzug (Abb. 2), die Basis der Branderfleckschichten charakterisiert durch das winkeldiskordante Übergreifen auf Trias und Jura.

Dort wo die basalen Abschnitte kalkarenitisch-sandig entwickelt sind (z. B. Weissensee, westlich Füssen), ist der Kontakt zur Unterlage als Transgressionskontakt zu beurteilen. Der Basalabschnitt (I) der Branderfleckschichten ist auf dem Lechtaldecken-Nordrand meist dort erhalten, wo der grobklastische Blockbreccienabschnitt (III) im Hangenden nicht sonderlich mächtig entwickelt ist. Der Basalabschnitt besteht hier aus Kalkareniten, Feinbreccien, massigen Quarzkalkspammiten sowie lokal häufigen Grobbreccien oder Konglomeraten. Der Abschnitt weist eine sehr starke lithologische Differenziertheit und rasche Mächtigkeitswechsel (0–>50m) auf.

Stellvertretend sei hier der transgressiv über Hauptdolomit liegende Basalabschnitt der Unteren Branderfleckschichten südöstlich des Weissensees bei Füssen beschrieben:

Der in engständiger Klüftung bis 0,5 m tief rot infiltrierte Dolomit oder Kalk der Unterlage zeigt Spaltenfüllungen aus kantigen Dolomitsplittern in dunkelroter, tonig-kalkiger Matrix. Die Oberfläche der Transgressionsfläche ist leicht buckelig, wellig (Abb. 8). Dellenartige Vertiefungen sind mit hornsteinreichem und Hornsteingerölle-führendem Kalkarenit gefüllt. Darüber greifen die basalen, flaserig knolligen, ca. 0,3 m mächtigen Kalkarenit- und Feinbreccienlagen mit reichlich, sehr gut gerundeten, z. T. poliert erscheinenden Hornsteingeröllen bis 5cm. Diese Gerölle, ebenso wie jene aus den kleinen, konglomeratischen und brecciösen linsenförmigen Einschaltungen im Hangenden, sind manchmal von Epöken (Resten von Austernschalen, Serpelröhren) bewachsen und von Bohrlöchern durchdrungen. Solche Löcher, erzeugt von bohrenden Organismen (hier vermutlich Mollusken), finden sich auch in der Oberfläche des Dolomits.

Die grauen, hellbraun oder ocker anwitternden Kalkarenite gehen lateral und vertikal fließend in Feinbreccien gleicher Zusammensetzung über. Schichtung ist uneben und nur undeutlich zu erkennen. Gröbere Einschaltungen greifen manchmal erosiv und diskordant in ihr Liegendes. Kohlepartikel und Pflanzenhäcksel sind örtlich konzentriert. Die durchwegs gut gerundeten Gerölle in dünnen konglomeratischen Einschaltungen erreichen >10cm Durchmesser.

Ebenso wie die Breccien und Konglomerate weisen auch die Kalkarenite ausschließlich Komponenten kalkalpiner Fazies auf. Für die Kalkarenite des Basalabschnittes sind honiggelbe oder braune Hornsteinsplitter charakteristisch und geben dem massigen Gestein eine rauhe Verwitterungsoberfläche. Weitere Hauptkomponenten sind Spiculite und Echinodermen-Bioarenite des Jura, Dolosparite und -mikrite, Lump- und Oosparite, sowie Pelmikrite der oberen Trias. Quarz fehlt meist oder ist nur mit wenigen Korn-% vertreten. Noch seltener ist Glaukonit anzutreffen (Tab. 2).

Schwammspiculae und Orbitolinen sind mitunter sehr häufig, weiterhin Gastropoden- und Bivalven-Schalenreste, *Dentalium*, vereinzelt Echinodermenschutt und Lithothamnien-Bruchstücke, seltener solitäre Korallen (umgelagert), Lenticulinen und Textularien.

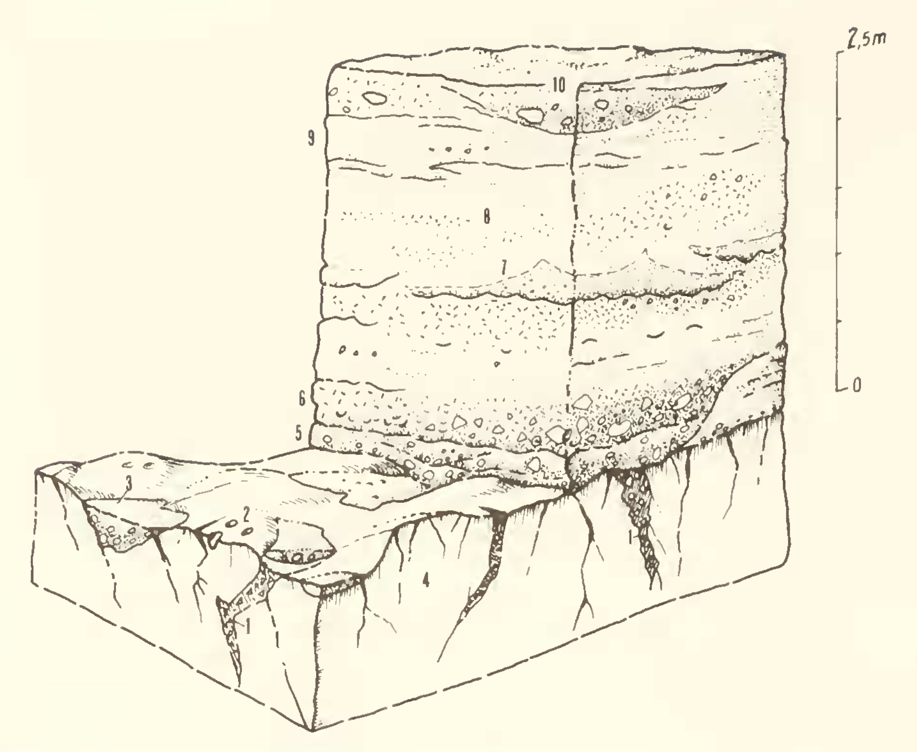


Abb. 8: Schemazeichnung der transgressiven Basis der Branderfleckschichten über Hauptdolomit des Falkensteinzuges, südöstlich Weissensee, Nordhang der Weissenseeberge, 810–830 m NN.

1 = Rote, tonig kalkige, brecciöse Spaltenfüllungen im Hauptdolomit.
2 = Mit rotem, tonig gebundenem Sandstein (Hornsteinsplitter) gefüllte Bohrlöcher.
3 = Vertiefungen in der Dolomitoberfläche, gefüllt mit rotem Hornstein-Dolomitarenit und gut gerundeten Hornsteingeröllen bis 3 cm ∅.
4 = Bis 0,5 cm tief, an dichtstehender Klüftung rot infiltrierter Hauptdolomit.
5 = Kleine Hornsteingerölle führender rotbrauner/ockerfarbener, mittel- bis grobkörniger Dolomit-Kalkarenit.
6 = Kalkfeinbreccien, dolomitreich, lokal etwas gradiert. Gröbere Gerölle mit Epökenbewuchs (Austern) und Bohrlöchern, Molluskenschill.
7 = Quarzführender feinkörniger Kalkarenit (-psammit).
8 = Örtlich orbitolinenreicher Kalk-Dolomitsandstein, teilweise Feinbreccien mit freischwimmenden Dolomitbruchstücken.
9 = Tonreicher, schmutzig-grauer Quarzkalksandstein mit reichlich kohligen Partikeln.
10 = Flache, rinnenförmige Vertiefungen, gefüllt mit resedimentierten Kalk-Dolomitareniten und reichlich Schalenbruchstücken von Mollusken.

Hohe Gehalte an kohligem Pflanzenhäcksel geben den Kalkareniten gelegentlich dunkelgraue Färbung.

Die häufigsten Korndurchmesser (Modalwerte) schwanken zwischen 0,2 und 1,0 mm. Komponenten >0,5 mm sind oft kantengerundet bis sehr gut gerundet. Der Matrixgehalt ist gering (<5–20%), der Zement besteht aus sparitischem Calcit.

Die gebankten und teilweise gradierten Kalkarenite der Unteren Branderfleckschichten aus der Cenoman-Randschuppe sind bei gleichem Komponentenbestand tonmatrixreicher und schlechter sortiert.

Lediglich in kleinen Linsen von feinerkörnigen, quarzführenden Kalkareniten ließen sich ausreichende Schwerminerale für Analysen finden. Der Anteil stabiler transparenter Minerale ist hoch, die Rundung besonders des Zirkon ist deutlich besser als in allen anderen Abschnitten der hier betrachteten Kreideserien. Zusammensetzung und Kornrundung der in diesen Psammiten vorliegenden Picotit-Turmalin-Zirkon-Assoziation scheint auf ein Restspektrum hinzuweisen, das aus der Aufarbeitung älterer Sandsteine hervorging (Gaupp 1980).

In vergleichbarer Fazies ist die Basisfolge der Branderfleckschichten außerhalb des Arbeitsgebietes am Vestbühl westlich Eschenlohe (Bohrprofilbeschreibung in Doben 1976), am Rauheckkopf (Müller-Deile 1940), am Fuchseneck/Jachenau (Schmidt-Thomé 1950), am Wildbarren/Regau („Untere Serie“ von Osswald 1961–66; Wolff 1968) und am Kalvarienberg von Hölzelsau/Niederaschau (Rahman 1967) entwickelt. Vergleichsproben und Schliffe bestätigen die ähnliche lithologische Ausbildung.

Hinweise auf das Alter dieses Abschnittes geben die Untersuchungen von Immel (1979), der in den Mergeln des

Lichtenstättgrabens, die dort wie üblich die arenitische Basalfolge überlagern, mit dem Fund eines *Turrilites (Hypoturrilites) carcitanensis* (MATHERON) Untercenoman nachweisen konnte. Die liegenden Feinbreccien und Kalkarenite haben demnach höchstens untercenomanes Alter oder reichen noch in das Vraconien. EL NOOR (1966) wies in den Branderfleckschichten südlich Unterjoch mit *Mortoniceras (Pervinqueria) arrietiforme* cf. *compressum* (HAAS) Oberalb-Alter nach; allerdings handelte es sich hier um ein Lesestück. Mergelproben lieferten Alter von Untercenoman (EL NOOR 1966). Orbitolinenführende Sandsteine und Feinbreccien in stratigraphisch entsprechender Position östlich von Ohlstadt werden von WEIDICH (1980) der *brotzeni-* und *reicheli*-Zone zugeordnet.

Eine strenge Gleichzeitigkeit transgressiver Bildungen über große Räume kann kaum gefordert werden. Trotzdem kann aus dem Aufgezeigten für die Basalfolge der Branderfleckschichten ein Untercenoman (evtl. noch Oberstalb)-Alter abgeleitet werden.

2. Unterer Mergel-Abschnitt (II):

In der Falkensteinzug-Mulde südlich Unterjoch (CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939) im Falkensteinzug südlich und südöstlich Weissensee und im weiteren Verlauf des Großen Muldenzuges und teilweise des Synklinoriums der Lechtaldecke nach Osten, lagert über der Basalfolge (I) ein bis > 50 m mächtiges Paket braungrauer, kalksandiger Mergel mit Einschaltungen von Kalkareniten (teilweise quarzführend, wenig Chromspinell) und dünngebankten Feinbreccien.

Es handelt sich nach Korngrößenverteilungen und Mineralogie (Tab. 1) um schlecht sortierte, schwach sandige, wenig chloritführende illitische Mergel. Die etwas gröberklastischen Einschaltungen entsprechen lithologisch den vergleichbaren Gesteinen des Basalabschnittes I. Im Hangenden zeigen Sandstein- und Feinbreccienbänke jedoch zunehmend bessere Gradierung sowie kleinmaßstäbliche Schrägschichtung und Sohlflächenmarken (flute casts, loadcasts). Diese Mergel, für die EL NOOR (1966) Untercenoman nachwies, sind mit den Mergeln aus OSSWALD's „Mittlerer Serie" (1961–1966) parallelisierbar, für die OSSWALD Mächtigkeiten bis > 100 m angibt.

RAHMAN (1967) gibt für Faunen, die über der oben genannten Kalkarenit-Basalfolge des Hölzelsauer Kalvarienberges gefunden wurden, obercenomanes Alter an, belegt durch *Acanthoceras rhotomagense* (DE FLANDRE). WEIDICH (1980) ermittelte für den ähnlich entwickelten Profilabschnitt der Branderfleckschichten östlich Ohlstadt ein mittel- bis obercenomanes Alter *(reicheli-* und *cushmani*-Zone).

3. Blockbreccien-Abschnitt (III):

Über dem Unteren Mergelabschnitt der Branderfleckschichten des Lechtaldecken-Nordrandes setzt abrupt eine z. T. über 150 m mächtige Folge von Blockbreccien ein.

In Anlehnung an OSSWALD (1929, 1959, 1966) werden hier grobe Breccien mit Komponentengrößen > 2 cm bis mehrere m als „Blockbreccien" bezeichnet. Diese Grobklastika treten sowohl strukturiert als auch strukturlos chaotisch auf. Ihr überwiegender Teil ist ungeschichtet massig und völlig unsortiert mit Komponentendurchmessern von wenigen mm bis > 20 cm. Häufig sind übergroße Klasten und teilweise ganze Schichtpakete von mehreren Metern bis Zehnermetern. Die Komponenten sind ungerundet oder kantengerundet. Matrix fehlt meist oder ist nur stellenweise in Form von rotem, seltener grauem, kalksandigem Mergel vertreten. Zwickel werden oft von feinerem Detritus der angrenzenden Klasten gefüllt.

Strukturierte Blockbreccien zeigen Andeutung von Bankung mit Mächtigkeiten von 1 bis 2 m. Inverse und normale Gradierung und gelegentlich großmaßstäbliche Schrägschichtung mit bis zu 30% Neigung der Schichtungsblätter sind zu beobachten. Gestreckte und plattige Komponenten sind schichtungsparallel eingeregelt. Laterale Übergänge von Blockbreccien in feinkörnige Breccien mit multipler Gradierung sind selten erkennbar.

An Komponenten sind kalkalpine Schichtglieder von Obertrias bis Mittelkreide vertreten:

- Oberer Wettersteinkalk des Karn (det. Dr. OTT) mit: *Endothyranella* cf. *wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Trochammina* cf. *almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Ophthalmidium tricki* (LANGER).
- Hauptdolomit herrscht im Komponentenspektrum meist vor.
- Obertriaskalke (Oo-Biointrasparite mit Involutinen, Thecosmilienkalke, Lumachellenkalke etc.).
- Lias- und Dogger-Echinodermen-Biosparite.
- Calcilutite mit Crinoidenbruchstücken (Bunte Liaskalke).
- Lias- und Dogger-Kieselkalke (Spiculite).
- Fleckenkalke des Jura sind relativ selten anzutreffen.
- Calpionellenkalke, Tithonflaserkalke, *Saccocoma-* und Filamentkalke des höheren Dogger und des Malm sind in den grobklastischen Bildungen der nördlichen Lechtaldecke sehr selten. Ihr Anteil liegt im Durchschnitt weit unter 1%. Dagegen bilden diese Kalke zusammen mit weiteren Jurakalkkomponenten einen erheblichen Teil der Olisthostrome der Cenoman-Randschuppe (Untere Branderfleckschichten zwischen Ammergebirge und Iller).
- Brecciöse Jurakalke (Fleckenkalke und rote Liaskalke mit Hauptdolomit- und Kieselkalkextraklasten).
- Mergelfetzen und Kalk-Quarzsandsteine aus den liegenden Abschnitten I und II der Branderfleckschichten sind wechselnd häufiger Bestandteil der Blockbreccien.

Unterkreidekalke konnten in den Klastika der Unteren Branderfleckschichten noch nicht sicher belegt werden.

Exotische Komponenten sind in den klastischen Sedimenten der Unteren Branderfleckschichten nicht vertre-

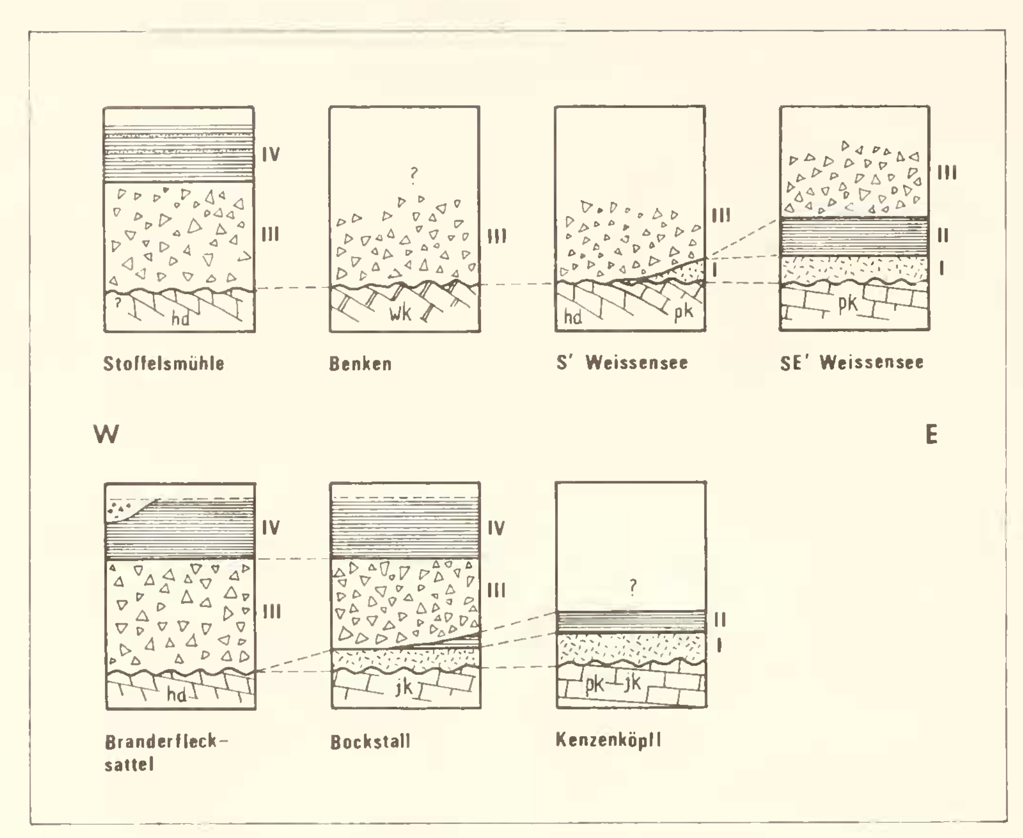


Abb. 9: Schematische Übersicht der einzelnen Abschnitte der Branderfleckschichten und ihre räumliche Beziehung (ohne Maßstab). Erläuterungen im Text. Lokalnamen siehe Anlage 1.
hd = Hauptdolomit, wk = Wettersteinkalk, pk = Plattenkalk, jk = Jura-Kieselkalke.

Alter grobklastischer Sedimente	Anteile der Komponenten aus		
	TRIAS	JURA	MITTELKREIDE
4. Turon	vorherrschend bis ausschließlich	untergeordnet / selten	vorherrschend bis ausschließlich / untergeordnet
3. Höheres Cenoman	vorherrschend bis ausschließlich	untergeordnet	untergeordnet
2. Vraconien/ Untercenoman	vorherrschend bis ausschließlich	vorherrschend bis ausschließlich	selten
1. Vraconien (Cenoman-Randschuppe)	untergeordnet / selten	vorherrschend bis ausschließlich	selten

Legende: vorherrschend bis ausschließlich (schwarz); untergeordnet (gestreift); selten (leer)

Abb. 10: Zusammensetzung von Blockbreccien und Olisthostromen der Branderfleckschichten.

ten. Der Detritus besteht aus dem kalkalpinen Sedimentmaterial der Lechtaldecke selbst.

Lediglich im obersten Teil des Blockbreccienabschnittes, an der Grenze zu den Oberen Branderfleckschichten, wurden zwei Rhyolith-Gerölle gefunden.

Soweit Sedimentstrukturen in den Blockbreccien (z. B. Schrägschichtung, Imbrikation) eine Festlegung der Transportrichtung erlauben, kann wenigstens für einen Teil dieser Bildungen eine Herkunft aus nördlichen Richtungen gefolgert werden, also von Nordrandbereichen der Lechtaldecke, die heute erosiv entfernt sind.

In Profilen mit relativ geringmächtig entwickeltem Blockbreccienabschnitt (Abb. 9) sind sowohl der Basalabschnitt I als auch die Pelite/Psammite des Abschnittes II erhalten.

Mit zunehmenden Blockbreccienmächtigkeiten greift der Abschnitt III immer tiefer in die liegenden Sedimente, bis schließlich unter Ausfall von Abschnitt I und II die Transgressionsbasis über kompetenten Trias- bzw. Juragesteinen erreicht ist.

Ob das Fehlen der liegenden Abschnitte unter den Blockbreccien bis hinab auf die Transgressionsunterlage allein auf basal erodierende Wirkung der Blockschuttmassen zurückzuführen ist, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Überall dort, wo die mächtigen Blockbreccien auf Trias/Jura-Gesteine hinabreichen, ist kein Transgressionkontakt im eigentlichen Sinne entwickelt.

Von einer ,,jüngeren Konglomeratserie“ über den Mergeln der Falkensteinzug-Mittelkreide berichteten bereits Custodis & Schmidt-Thome (1939). Neben Reum (1954) beschreibt auch Osswald (1966) aus der Lechtaldecke des Wendelsteingebietes eine hangende Grobbreccienserie, die er als ,,obere klastische Serie“ bezeichnet. Seine Beobachtungen, daß diese Blockbreccien vor allem aus Hauptdolomit und resedimentiertem Cenoman bestehen, kaum Jurakomponenten enthielten, deckt sich völlig mit den hier gemachten Beobachtungen (Abb. 10). Vermutlich liegen auch im Synklinorium zwischen Hochplatte und Roßstein ähnliche stratigraphische Verhältnisse vor, wo Blockbreccien im Hangenden von Kalkareniten und einer geringmächtigen Mergelfolge auftreten, ebenso wie in der Jachenau (südlich Höfen und Fuchseneck; Lutyj-Lutenko, 1951).

Die zeitliche Fixierung der erosiven Basis der Blockbreccienserie im Arbeitsgebiet ist schwer möglich. Möglicherweise sind jüngste Pelite unter den Grobklastika noch Obercenoman. Die Cenoman/Turongrenze fällt vermutlich in oder knapp unter die Blockbreccienserie, denn Mergelzwischenlagen und erste überlagernde Mergel liefern Mikrofaunen von Obercenoman-Unterturon bzw. Turon.

Damit wäre ein Großteil der in den amtlichen geologischen Karten als Cenoman verzeichneten Sedimente bereits zum Turon zu stellen.

In der Cenoman-Randschuppe setzt sich während des höheren Cenoman die Mergelsedimentation fort, episodisch unterbrochen von Einschüttungen kalkarenitischen und feinbrecciösen Materials (Gaupp 1977).

Die stratigraphische Position von Blockbreccienlagen und Olisthostromen in den Branderfleckschichten dieser tektonischen Einheit ist nicht immer eindeutig definierbar. Die Komponentenzusammensetzung solcher Grobklastika in der Cenoman-Randschuppe nördlich Hindelangs legt jedoch nahe, daß dort fazielle Äquivalente des Blockbreccienabschnittes III vorliegen.

Daß die ,,Kalkschollen“ in der Cenoman-Randschuppe nördlich Hindelangs vermutlich Olistholithe darstellen, erwähnt bereits M. Richter (1970). Allerdings handelt es sich nicht um ,,Kalk“-Olistholithe, sondern um umgelagerte Riesenschollen von polymikten Blockbreccien.

2.3.2.2 Obere Branderfleckschichten (Abschnitt IV)

Oberer Mergel-Abschnitt (IV):

Über den Blockbreccien (III) des Lechtaldecken-Nordrandes setzt abrupt eine Pelitfolge ein, die überwiegend aus grauen, grünen und rötlichbraunen Ton- und Siltsteinen besteht.

An der Typlokalität im Branderflecksattel (Nordseite) werden die Blockbreccien zunächst von ca. 2 m mächtigen Quarz-Kalkpsammiten und teilweise gradierten Breccien überlagert (Abb. 11).

In den bunten Peliten sind Sandsteine, Geröllmergel, chaotische Block-Mergelmassen (Olisthostrome) und matrixreiche Grobbreccien bzw. Konglomerate eingeschaltet.

Während die Unteren Branderfleckschichten ausschließlich aus kalkalpinen Komponenten (in Lechtaldekke-Nordrandfazies) aufgebaut werden, treten nun in bedeutendem Maße allothigene Komponenten hinzu, die nicht aus dem Ablagerungsraum selbst stammen, sondern von einem entfernter im Norden gelegenen Liefergebiet abgeleitet werden müssen.

Nach Kornverteilung und Mineralogie (Tab. 1) sind die Pelite dieses Abschnittes als siltige, sandfreie bis schwach sandige, wenig Chlorit und Feldspat führende illitische Tonmergel und Mergel anzusprechen.

Bis >5 m mächtig werdende Geröllmergel entsprechen nach ihrem Internbau den ,,Rosinenmergeln“ der Losensteiner Schichten. Stark abweichend ist jedoch der Bestand an klastischen Komponenten.

Tonmatrixreiche Grobbreccien, Geröllmergel, Olisthostrome und die seltenen Konglomerate enthalten neben Klasten kalkalpiner Fazies (Wettersteinkalk bis Mittelkreidekalkarenite) vor allem allothigene Komponenten.

Folgende Klasten sind nachzuweisen:

a) Trias- und Jura-Gesteine in kalkalpiner Fazies:

- Dolosparite, Dolomikrosparite, dolomitische Biosparite und Dismikrite;
- fossilfreie Kalkmikrite und -dismikrite;

- Spiculite (Hornstein, Kieselkalke);
- Echinodermen-Biosparite;
- Radiolarite, Radiolarienkalkmikrite;
- Calpionellen- und Cadosinenkalkmikrite;
- Filamentkalke mit Radiolarien;

b) Malmkalke in Flachwasserfazies:

- Biopellumpsparite; oolithische Biosparite; Pelintralumpsparite mit Korallen-, Poriferen-, Echinodermen-, Mollusken- und Bryozoenfragmenten und *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Tubiphytes* cf. *morronensis* CRESCENTI, *Bacinella irregularis* RADOICIC.

c) Biogene Unter- und Mittelkreidekalke:

Diese Riff- und Riffschuttkalke sind die markantesten Klasten in Olisthostromen der Oberen Branderfleckschichten. Sie erreichen Blockdurchmesser von gelegentlich mehr als 1 m.

- Es handelt sich meist um biogene Kalkrudite und Biointrasparudite (Taf. 14), bestehend aus bis 5 cm großen Bioklasten von
  Stromatoporen- (Chaetetiden-) und Korallenstökken,
  Gastropoden,
  Rudistenschalen.
  Die Klasten sind oft stark korrodiert, angebohrt, mikritisiert und algenumkrustet *(Ethelia alba*, Corallinaceen, ?*Cayeuxia)*. Mikritische bis feinkalksandige Matrix enthält Echinodermen-, Korallen-, Bryozoen-, Solenoporen- und Molluskenfragmente neben Lumps und feinen Quarzpartikeln.
- Biolithite bestehen aus biomorphen Blöcken von scleractinen Korallen (*Thamnasteria* sp., *Isastrea* sp., ?*Trochosmilia* sp. etc.), von Chaetetidenstöcken und Rotalgenknollen.
  In mikritischen und biosparitischen Kalkblöcken konnte ich *Radiolites* sp. und *Hippurites* sp. finden. Artbestimmungen konnten nicht durchgeführt werden. Von Hippuriten-Funden in den Ammergauer Bergen berichteten SÖHLE (1899) und ZACHER (1964). Ob hier tatsächlich wie vermutet höheres Oberturon oder gar Coniac/Santon vorliegt, kann noch nicht beurteilt werden. Alle Mikrofaunenproben aus der Umgebung solcher hippuritenführender Block-/Mergelmassen ergaben Turon-Alter, meist mit Hinweisen auf unteres Turon. Zu beachten ist auch, daß die Hippuriten Bestandteile schon verfestigter älterer Gesteine sind, die in turonen Mergelmassen umgelagert wurden.
  Detaillierte paläontologische Untersuchungen dieser faunenreichen Turon-Klastika werden darüber sicher noch Aufschluß geben.

d) Psammit-, Breccien- und Konglomerat-Komponenten:

- Häufig in Blockmassen der Oberen Branderfleckschichten sind quarzführende Kalkarenite und Kalk-Dolomit-Hornstein-Feinbreccien (z. T. sehr reich an Orbitolinen), wie sie in basalen Abschnitten der Unteren Branderfleckschichten typisch sind.
  Zwei Blockbreccienlagen der Unteren Branderfleckschichten bestehen überwiegend aus diesen Kalksandsteinen.
- Sehr verbreitet sind auch Kalk-Konglomerate, deren Komponenten den unter c) erwähnten Riffschuttkalken gleichen.
  Die Matrix solcher Konglomeratblöcke ist schwarzgrüner, toniger Quarzkalksandstein, reich an chloritischem und serpentinitischem Detritus. Die Klasten in derartigen Konglomeratblöcken sind oft mehrmals umgelagert und zementiert worden.
- Serpentinitreiche Grauwacken sind als Blöcke bis 1 m Größe in den Olisthostromen der Oberen Branderfleckschichten zu finden (z. B. Branderflecksattel).
  Es sind massige, strukturlose, sehr dunkle und grobkörnige Sandsteine. Sie sind porös und relativ wenig diagenetisch verfestigt. Die Rundung, besonders der Serpentinit-Partikel, ist sehr gut. Quarzgehalte sind sehr gering, Picotit und Magnetitgehalte dagegen ungewöhnlich hoch (bis $> 1\%$).

e) Allothigene kristalline Gerölle:

Kristalline Gerölle sind in Olisthostromen der Oberen Branderfleckschichten zwar regelmäßig aber mengenmäßig völlig unbedeutend vertreten.

Etwas häufiger sind diese Komponenten in den Geröllpeliten, die sich von den kleineren Olisthostromen lediglich durch Zurücktreten oder Fehlen von kantigen Klasten unterscheiden.

Schwarze und „düsterrote" Quarzporphyre werden von KOCKEL et. al. (1931) als exotische Gerölle in den hier bearbeiteten Sedimenten angegeben. Ich konnte neben diesen schwarzen und roten auch bräunliche und graue Rhyolithe, neben ebenfalls extrem gut gerundeten Hornsteinen und Kieselkalken sowie seltenen hellgrauen Quarzitgeröllen, feststellen. Die in den Albkonglomeraten so häufigen grünen Quarzporphyre fanden sich nicht.

Deutlich fällt die Armut des Spektrums an allothigenen kristallinen Geröllen in den Branderfleckschichten gegenüber den Losensteiner Schichten auf. Doch weist außer den ähnlichen Rhyolithgeröllen, den neritischen Malm- und Unterkreidekalken auch das abermalige Auftreten von ultrabasischem Detritus im Turon auf eine mögliche Identität der Liefergebiete hin.

Psammite der Oberen Branderfleckschichten:

Im Oberen Mergelabschnitt der Branderfleckschichten, sowohl des Lechtaldecken-Nordrandes als auch der Cenoman-Randschuppe, sind häufig Sandsteine (Taf. 13) eingelagert mit gut entwickelten Turbidit-Internstrukturen (BOUMA-Abfolgen T_{abcde}, T_{acde}, T_{cde}) und Sohlmarken (Strömungs- und Belastungsmarken). Verschmelzung mächtiger Bänke ist gelegentlich zu beobachten.

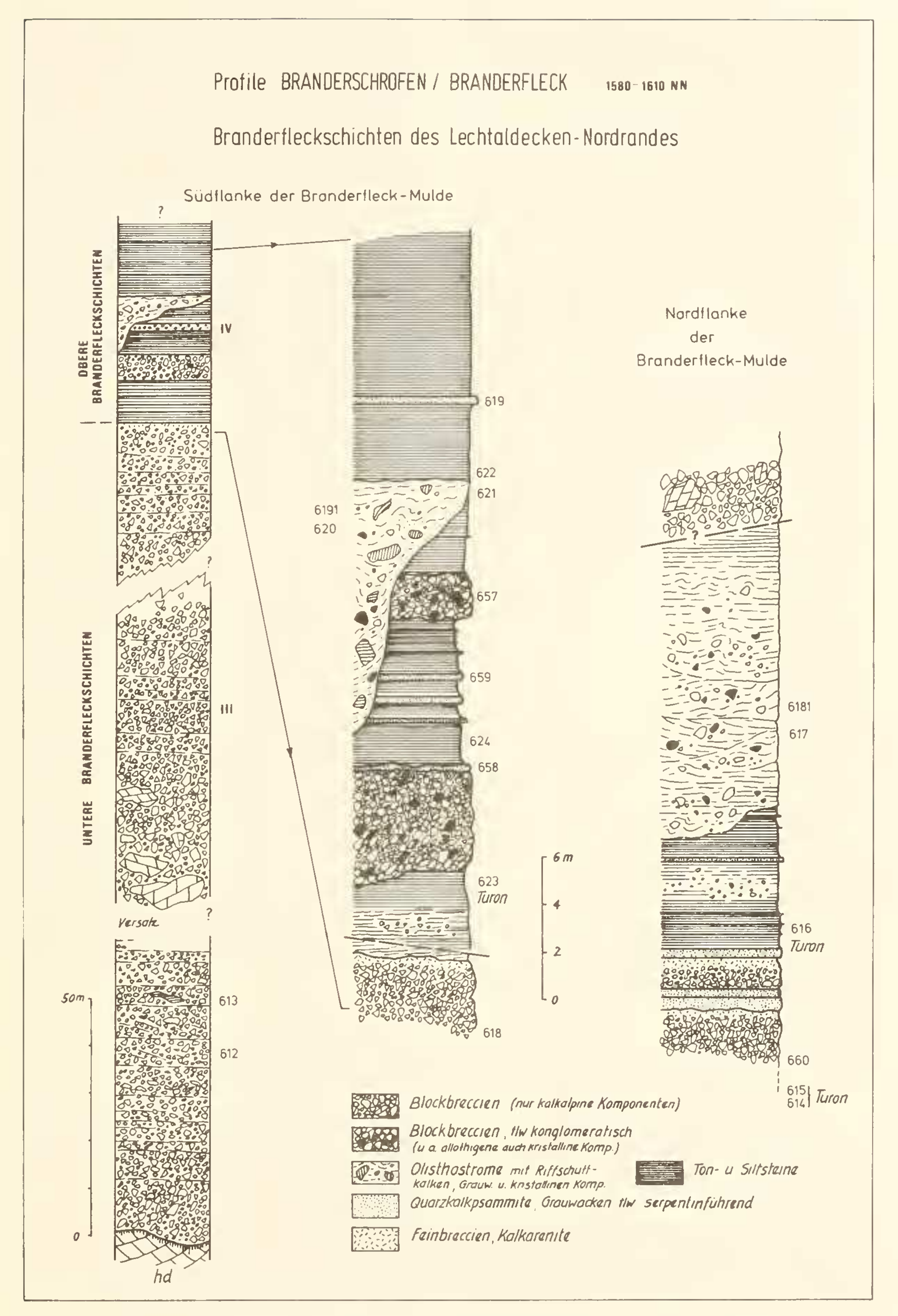


Abb. 11: Stratigraphische Profile der Branderfleckschichten des Branderflecksattels (Typlokalität, südsüdwestlich des Branderschrofengipfels, Hohenschwangauer Alpen).

Die gradierten Sandsteine (Grauwacken, Tab. 2) führen in ihren basalen Lagen oft kantige Karbonatgesteinsbruchstücke und ultrabasischen Detritus (Serpentinit) bis >0,5 cm. In den mittleren Abschnitten der Bänke liegen die häufigsten Korngrößen im Mittelsandbereich, die Tops der Bänke zeigen Übergänge zu Grob- und Feinsiltfraktion.

Die Matrixgehalte der kalkig gebundenen Psammite sind relativ gering (5–19%), ihr Sortierungsgrad ist mäßig bis schlecht.

Quarzgehalte liegen bei 3–15%.

Ähnlich gering sind auch die Anteile anderer siliziklastischer Partikel, die von sauren Gesteinen abzuleiten wären. Dagegen liegt der Anteil an Serpentin- bzw. Serpentinitbruchstücken bei 6–45%.

Hohe Chloritgehalte und extrem hohe Picotit-Anteile der Schwermineralfraktion (GAUPP 1980) sind auf die ultrabasischen Ausgangsgesteine des Detritus zurückzuführen.

Internstrukturen und Sohlflächenmarken dieser Psammite belegen zumindest im Ammergebirge einen Sedimenttransport aus nördlichen Richtungen (GAUPP 1980). Internbau und Geometrie von Olisthostromen und Grobbreccien entsprechen ähnlichen Bildungen der Unteren Branderfleckschichten.

Stratigraphische Reichweite des Oberen Mergelabschnittes (IV):

Die Basis der Oberen Branderfleckschichten liegt allen hier untersuchten Mikrofaunenproben zufolge bereits im (? unteren) Turon. Die stratigraphische Obergrenze dieser Turbidit-Olisthostrom-Serie ist entweder durch junge Abtragung unkenntlich geworden, oder sie ist tektonisch bedingt durch Abscherung und Abdeckung unter lechtaldeckeninternen Verschuppungen. Für eine genauere Festlegung der jüngsten Sedimente der Oberen Branderfleckschichten reicht das vorliegende Material nicht aus. Für rote Tonsteine in analoger stratigraphischer Position der Branderfleckschichten östlich von Ohlstadt wird von WEIDICH (1980) eine Mikrofauna der Marginotruncana coronata Zone (oberes Turon) angegeben. Nach MÖLLER (in GAUPP et al. 1981) reichen Pelite der Oberen Branderfleckschichten in den Ammergauer Alpen in das obere Turon. Ebenso führen IMMEL et al. (1981) aus Mergeln der Branderfleckschichten im Ammergau (Dreisäulergraben) planktonische Foraminiferen des Oberturon (*schneegansi*-Zone) an. Daß auch westlich des Lech noch (?) höheres Turon vertreten sein könnte, wird durch eine Globotruncanenfauna aus einer Probe bräunlich-grauer Mergel direkt südwestlich der Kalkscholle des Rappenschrofen bei Pfronten nahegelegt (GAUPP 1980).

2.3.3 Verbreitung der Branderfleckschichten

Ihre Hauptverbreitung liegt am Nordrand der Lechtaldecke (Falkensteinzug, Großer Muldenzug, Synklinorium).

Während sie dort diskordant – transgressiv auf Trias und Jura liegen, folgen sie im Tiefbajuvarikum der Cenoman-Randschuppe ohne erkennbare Schichtlücke über den Losensteiner Schichten. In der Allgäudecke innerhalb des Arbeitsgebietes wurden keine Branderfleckschichten mehr abgelagert. In ihr schließt die Sedimentation mit dem Vraconien ab (Abb. 12).

Anders liegen die Verhältnisse in den westlichsten Nordkalkalpen (Vorarlberg). Dort ist die stratigraphisch-fazielle Unterscheidbarkeit von Lechtaldecken-Nordrand und Allgäudecke aufgehoben. Weder ist der Nordrand der Lechtaldecke durch die weiter östlich typische Schwellennatur während des Jura charakterisiert, noch ist dort die grobklastische transgressive Fazies der Branderfleckschichten des Cenoman vertreten. Im Gegensatz zu den Verhältnissen im Osten trägt die tiefste Teilschuppe des Ostalpins südlich des Großen Walsertales (Zitterklapfen-Schuppe der Allgäudecke), über Tannheimer und Losensteiner Schichten noch olisthostromatische Bildungen des Vraconien/? Untercenoman (OTTE 1972), die mit gleichalten klastischen Einschaltungen der Cenoman-Randschuppe zwischen Ammer und Iller parallelisiert werden können. Der Komponentenbestand der Allgäudecken-Olisthostreme weicht insofern von dem der frühesten Block/Mergelbildungen der Cenoman-Randschuppe ab, als in ersterer nur Jura (und ? Unterkreide) in Beckenfazies umgelagert wurde.

Ohne genauere altersmäßige Festlegung der klastischen Mittelkreide Vorarlbergs (Postelkopf, Mohnenfluh und Hochberg-Synklinale; JACOBSHAGEN & OTTE 1968, RISCH 1971, OTTE 1972) kann diese nicht mit den Branderfleckschichten in Beziehung gebracht werden, obwohl fazielle Verwandtschaft sicher vorliegt.

3. DAS ABLAGERUNGSMILIEU DER MITTELKREIDE-SERIEN

3.1 TANNHEIMER- UND LOSENSTEINER SCHICHTEN

Bisherige Vorstellungen:

Das Vorherrschen gröberklastischer Ablagerungen in der Mittelkreide mit offensichtlichen Strandbildungen (etwa in der Lechtaldecke) und häufigen Flachwasserfossilien, hat sehr früh den Eindruck entstehen lassen, es handle sich bei der Gesamtheit der Sedimente dieser Zeit nur um meist strandnahe Flachwasserablagerungen.

So sieht ZEIL (1955, 1956, 1957) in Resedimentationen („Aufarbeitungen in Strandzonen"), in der Einschwemmung pflanzlicher Partikel, in Gefügemerkmalen der Psammite (Fließwülste, interne Fältelungen), in groben Breccienbildungen und Fossilschuttbreccien deutliche Anzeichen einer Sedimentation im

Seichtwasserbereich einer marinen Strandzone. Hierbei wird weder nach stratigraphischer noch regionaler Position der Mittelkreidesedimente differenziert. Ähnlich verfährt K. MÜLLER (1967, 1973) in seiner Bearbeitung der Losensteiner Schichten der Cenoman-Randschuppe. Nach seiner Anschauung deuten z. B. Gefügemerkmale auf Seichtwasserbildungen hin, „die im flachen Randbereich der Geosynklinale durch langdauernde Ruhigwasserfazies mit episodischen Unterbrechungen (Küstenaufarbeitungen, Deltaeinschüttungen vom tieferen Festland, submarine Umlagerungen) gekennzeichnet sind" (1967). Diesen Vorstellungen haben sich fast ausschließlich alle Bearbeiter der Mittelkreideserien angeschlossen. So folgert WOLFF (1970) für die Mergel der Losensteiner Schichten aufgrund von Gastropoden und anderen Flachwasserorganismen ein litorales Ablagerungsmilieu, ohne auf die Allochthonie der Fauna weiter einzugehen. Wiederum aus Beurteilung eingelagerter Fossilien kommt KOLLMANN (1968) für die Losensteiner Schichten zum Schluß, daß es sich um ausgesprochene Flachseeablagerungen handeln müsse.

Lediglich LÖCSEI (1974) hat Zweifel am „Seichtwassercharakter" der Losensteiner Schichten, vor allem aufgrund der vorhandenen Lebensspuren.

Ein weiterer Punkt, um den sich seit langem (GEYER 1909) Diskussionen ranken, ist die Frage, ob in den Mittelkreideablagerungen „Flyschfazies" (z. B. LEUCHS 1947, KALLIES 1961, FAHLBUSCH 1964, PREY 1968), „flyschähnliche" Fazies (z. B. KRAUS 1941), „flyschoide" Ausbildung (TOLLMANN 1976a, LÖCSEI 1974) oder überhaupt keine Flyschfazies vorliegt (ZEIL 1955, 1956; M. RICHTER 1970; OTTE 1972; K. MÜLLER 1967, 1973).

Im folgenden wird versucht aufzuzeigen, daß eine Beurteilung des Ablagerungsmilieus der Tannheimer und Losensteiner Schichten allein aufgrund der eingelagerten Faunenreste ohne Beachtung der so häufigen Spuren gravitativer Sedimentumlagerungen nicht möglich ist. Selbst petrographische Beobachtungen wurden unter dem Eindruck allgemein herrschender Vorstellungen fehlinterpretiert.

Zu Bathymetrie und Fazies:

Aussagen über die paläobathymetrischen Verhältnisse während Apt und Alb im Tiefbajuvarikum können sich auf Beobachtungen der Ichnofazies, der sedimentpetrographischen Merkmale und auf die Sedimentationsraten stützen.

Seit REISER (1920) finden sich in der Literatur Vermerke über Lebensspuren in den Mittelkreidesedimenten. Neben häufigen Chondriten, vor allem in der fleckigen Mergelserie der Tannheimer Schichten wurden wiederholt parkettierende Lebensspuren großer Gastropoden (OTTE 1972) beschrieben, die LÖCSEI (1974) als *Scolicia* bzw. *Palaeobullia* identifizierte. RISCH (1971) erwähnt *Helminthopsis sinuosa* AZPEITIA aus Mergeln der Krähenwand. HUCKRIEDE (1958) gibt aus den fucoidenreichen Kreideschiefern *Phycopsis targioni* BRGT. an. Außer mäandrierenden Lebensspuren in den feinsandarmen dunklen Peliten konnte ich im Häusellochbach nördlich Hindelang den Abdruck eines „Wabenmusters" von *Paläodictyon* finden.

Aus dem Vorherrschen horizontal organisierter, oft mäandrierender oder parkettierender Lebensspuren darf für die Apt-Alb-Sedimente auf ein Ablagerungsmilieu in größerer Wassertiefe geschlossen werden (vgl. SEILACHER in LÖCSEI 1974). *Paläodictyon* neben mäandrierenden *Scolicia* und anderen parkettierenden Spurenfossilien deuten nach SEILACHER (in BASAN 1978) auf die *Nereites* Assoziation hin, die auf bathyale bis abbysale Bereiche beschränkt ist. Chondriten sind nicht diagnostisch. Bei einem Teil der Fucoiden in den Albmergeln dürfte es sich um *Zoophycos* handeln, was auf mittlere Tiefen (? Bathyal) hinweisen könnte.

Nach sedimentologischen Aspekten wurden Geröllpelite und andere Mergelresedimente als Seichtwasserindikatoren gedeutet (z. B. ZEIL 1955). Die sedimentologische Literatur über derartige Bildungen verweist deren überwiegende Mehrzahl nicht in flachmarine Bereiche, sondern in die Nähe des Kontinentalanstiegs, also in größere Wassertiefen (z. B. STANLEY & UNRUG 1972). Die Häufigkeit gravitativer Sedimentumlagerungen ist keineswegs typisch für Flachwasserbereiche, sondern deutet zunächst nur auf das Vorhandensein eines „Paläogefälles" hin. Daß gröberklastische Sedimente im Tiefwassermilieu gebildet werden können, wurde früher nicht für wahrscheinlich gehalten. Ergebnisse meeresgeologischer Untersuchungen belegen aber die Existenz von Geröllschüttungen bis in abyssale Tiefen über sehr große Entfernungen (COUGH & HESSE 1976). Strukturelle Studien an grobklastischen Tiefwasserbildungen sind noch relativ jung. Doch deuten nach WALKER (1975c, 1978) typische Geröllimbrikationen auf Tiefwasserkonglomerate hin, wie sie in den „exotikaführenden" Konglomeraten der Losensteiner Schichten gelegentlich zu erkennen sind.

Auch aus dem völligen Fehlen typischer Flachwasseranzeichen, wie grobmaßstäbliche Schrägschichtung wechselnder Orientierung, Oszillationsrippeln und Großrippeln, gute bis sehr gute Sortierung in Sandsteinen, Trokkenrisse usw. (vgl. PETTIJOHN et al. 1973, HECKEL in RIGBY & HAMBLIN 1972) läßt sich ableiten, daß Tannheimer und Losensteiner Schichten keinem „Seichtwassermilieu" entstammen.

Funde von Flachwasser-Makrofaunen sind auf Pelite beschränkt, die bei genauerer Untersuchung erkennen lassen, daß sie aus Gleitmassen bzw. Resedimentationen (z. T. Schlammturbiditen) hervorgegangen sind (höherer Sandgehalt, Gerölle, Einschlüsse von Mergelschollen, Wickelschichtung usw.). In keiner einzigen Pelitprobe ohne diese Merkmale konnten Orbitolinen gefunden werden, während diese in den sicher aus strandnahen Bereichen (Bohrlöcher und Epökenaufwuchs an Geröllen) zugeführten Konglomeraten und Sandsteinen gelegentlich sehr häufig vorkommen.

Es muß hier deutlich unterschieden werden zwischen allochthoner Flachwassermakrofauna und autochthoner Mikrofauna. Unter genauerer Beachtung sedimentologischer Eigenarten des einbettenden Gesteins dürfte es mög-

lich sein, zwischen zugeführten flachmarinen Mikrofaunen und solchen, die einer tiefermarinen hemipelagischen Normalsedimentation zuzuschreiben sind, zu unterscheiden. Erst dann wird es zuverlässiger möglich, über Mikrofaunenverteilungen (evtl. Plankton/Benthos-Verhältnisse, Radiolarien, blinde Ostracoden [LIEBAU 1976]) Hinweise auf das Ablagerungsmilieu abzuleiten.

Die Vorstellung über die Bildungstiefe der Tannheimer Schichten wird von den liegenden Neokomaptychenschichten (Schrambachschichten) mitbestimmt. Für die Coccolithen-Calcilutite der Aptychenschichten wurde schon früh (z. B. FUCHS 1883) eine Bildung unter Tiefseeverhältnissen gefordert. ZEIL (1956) spricht dagegen von einem flachen Neokom-Meer. Über Vergleiche mit rezenten ozeanischen Sedimenten werden heute die Aptychenschichten als Tiefseeablagerungen gedeutet (GARRISON 1967; GARRISON & FISCHER 1969; BERNOULLI & JENKYNS 1974; HESSE 1974). Als Bildungstiefe wird tiefes Bathyal bis Abyssal (3000–4000 m) für möglich gehalten (vgl. TOLLMANN 1976a). Als Sedimentationsraten für die Aptychenschichten werden Werte von 17–51 mm/1000 a angegeben (z. B. GARRISON & FISCHER 1969). Für die Tannheimer Schichten und tieferen Losensteiner Schichten kann man Sedimentationsraten von <10 mm/1000 a, wahrscheinlich <5 mm/1000 a errechnen, was zunächst nur für pelagische oder hemipelagische Sedimentation sprechen mag. Nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977: Tab. 3–12) liegen so niedrige Raten zwischen denen von Tiefseesedimenten und solchen küstenferner Becken.

Zweifellos war für die Bildung der grobklastischen Sedimente ein ausgeprägtes Relief erforderlich. Die Einschüttung der klastischen Sedimente der Losensteiner Schichten erfolgte von Norden über den Sedimentationsraum der Cenoman-Randschuppe bis hinein in den der Allgäudecke. Nimmt man nun an, daß in dieser Richtung auch ein schwacher Gradient das Vordringen gröberer Konglomerate ermöglichte, dann ergibt sich bei Zugrundelegen von nur 1° Gefälle über eine zu fordernde Nord-Süd-Mindesterstreckung von 30 km bereits eine Tiefenzunahme von mehr als 500 m. Nach Süden gerichteter Sedimenttransport läßt sich aus den Sedimentstrukturen der Psammite und Konglomerate ermitteln. Daraus darf auch auf gleichsinnige Transportrichtung der Geröllpelite und -psammite sowie anderer Resedimentationen (Slumpmergel, Schlammturbidite) geschlossen werden. Bei der Form des Ablagerungsraumes der Losensteiner Schichten mit >300 km Ost-West-Erstreckung und vermutlich >50 km in Nord-Süd-Richtung kann damit von einem Vorherrschen lateraler Einschüttung gesprochen werden.

Die um nord-südliche Richtungen streuenden Schüttungsrichtungen (K. MÜLLER 1973) deuten auf radial-fingerförmig nach Süden vorgreifende Schuttströme hin, die von einigen Schüttungszentren ausgehen. ZEIL (1955) spricht von zwei Schüttungsschwerpunkten allothigener Komponenten, nämlich zwischen Hindelang und Pfronten und östlich des Inn. Hier kann noch ein drittes Schüttungszentrum zwischen dem Kleinen und Großen Walsertal angenommen werden. Von einer weitreichenden Ost-West-Kontinuität von Konglomeraten oder Psammiten der Losensteiner Schichten kann keine Rede sein.

K. MÜLLER (1967, 1973) sieht Deltabildungen beteiligt am Aufbau der Losensteiner Schichten, ohne hierzu nähere Angaben zu machen. Tatsächlich können dort, wo sich Deltas in Tiefwasserbereiche vorbauen, in den Prodeltaablagerungen auch Turbidite auftreten (PETTIJOHN et al. 1973). Echte Deltabildungen mit entsprechenden Psammitsedimentstrukturen (Rippeln, großmaßstäblicher Schrägschichtung, "herringbone crossbedding"), mit Ton/Silt/Sand-Kleinzyklen (mit scharfer Trennfläche über den Psammiten und basalem Übergang in Siltsteine), mit Marsch- und Wurzelbodenablagerungen (MIALL 1976), sind in den Losensteiner Schichten nicht nachweisbar.

Für die Grauwacken der Losensteiner Schichten konnte aufgrund der Sedimentstrukturen, die zumindest Teile der BOUMA-Abfolge wiedererkennen lassen, und über Untersuchung der Textur (PASSEGA-Diagramm) ihre Entstehung aus Suspensionsströmen belegt werden (GAUPP 1980). Die Assoziation dieser rhythmischen Grauwacken/Pelitsedimentation mit Konglomeraten charakteristischer Geröllimbrikation, mit z. T. sehr mächtigen Geröllpeliten und -psammiten (pebbly mudstones) und mit massigen, strukturlosen Psammiten, läßt den Schluß auf ein Ablagerungsmilieu tieferen Wassers mit Turbiditsedimentation zu (vgl. STANLEY & UNRUG 1972; PETTIJOHN et al. 1973; WALKER 1978).

Nicht ohne Anlaß wurde so häufig von „Flyschfazies" der Mittelkreidesedimente gesprochen. Neben den Geländebeobachtungen weisen ja die Mikrofaunen, die während des Alb eine Verarmung der benthonischen und planktonischen Formen zugunsten primitiver, röhrenförmiger Sandschaler (RISCH 1969) andeuten, auf ein „Flysch-Biotop" hin (ZACHER 1966). Litho- und Tektofazies der Losensteiner Schichten sprechen nach LÓCSEI (1974) für eine flyschähnliche Sedimentation. Allerdings scheint es ratsam, statt von „Flyschfazies" besser von „Turbiditfazies" zu sprechen. Nicht zuletzt deshalb, weil man das „Randcenoman" und den Rhenodanubischen Flysch paläogeographisch strikt getrennt voneinander halten wollte, wurde für die Losensteiner Schichten jegliche Faziesbeziehung zum Flysch abgestritten (ZEIL 1955; K. MÜLLER 1973). Aber fazielle Analogien bedeuten noch keine paläogeographischen Beziehungen. Diese sind allein schon durch die Unterschiede im Schwermineralspektrum widerlegt.

Bei Turbiditen wurde lange die weitverfolgbare laterale Beständigkeit als ein wesentliches Kriterium ihrer Identifizierung angesehen. Außerdem hatten Turbidite möglichst alle von BOUMA aufgezeigten Sedimentstrukturen aufzuweisen. Daß auch lateral unbeständige Psammite mit Sedimentstrukturen, die nur Ausschnitte der BOUMA-Abfolge darstellen, Turbidite sein können, daß vielmehr klas-

sische, „vollständige" Turbidite eher eine Ausnahme darstellen, wurde erst mit neueren sedimentologischen Arbeiten deutlicher (WALKER 1967; MUTTI & RICCI LUCCHI 1972; HESSE 1972).

Ein Versuch, die unterschiedlichen Gesteinstypen der Losensteiner Schichten mit all ihren sedimentologischen Merkmalen, ihren Assoziationsarten und ihrer regionalen Verbreitung einem bestimmten Ablagerungsmilieu zuzuordnen, führt zu einem Vergleich mit dem Sedimentationsmodell von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975).

Ausgehend von sedimentologischen Arbeiten vor allem im Nordappenin geben MUTTI & RICCI LUCCHI Kriterien zur Definition und Interpretation von Sedimenten, die Turbidite und andere pelitische, psammitische und psephitische Resedimentationskörper enthalten.

Fazies	Gesteinstyp u. Textur	Schichtgeometrie Schichtmächtigkeiten	Sand/ Ton-Verhältn.	Sediment-strukturen	BOUMA-Sequenzen	Ablagerungs-mechanismen
Turbiditfazies A	A1: strukturierte (organisierte) Konglomerate, geröllführende Sandsteine, sehr grobkörnige bis mittelk. Sandsteine; schlechte Sortierung, mtl. bis hohe Matrixgehalte. A2: chaotische (unstrukturierte) Konglomerate, Geröllmergel (pebbly mudstones).	Linsenförmig im Aufschlußbereich, seitliches Auskeilen, Bankaufspaltungen, Erosionsdiskordanzen. Dickbankig (o,5 - 15m), massig.	sehr hoch	A1: Geröllimbrikation (Längsachsen der Gerölle parallel zur Strömungsrichtung), normale Gradierung, Lamination. A2: viskos-plastische Deformationen in der Matrix, inverse Gradierung.	nicht anwendbar	Submarine Massentransportprozesse; A1: grain flows, sandy debris flows. A2: debris flows, mud flows.
Turbiditfazies B	Grob- bis mittelkörnige Sandsteine, teils geröllführend.	B1: Linsenförmig, Auskeilen häufiger u. laterale Kontinuität größer als in A. Dickbankig (o,3 - 2m), massig. B2: Ausgeprägt linsenförmig auch in kleinen Aufschlüssen, deutliches Auskeilen. Mittel- bis dickbankig (o,2 - o,8m).	hoch (>1) bis sehr hoch	Tongerölle häufig. B1: Entwässerungsstrukturen, Parallelschichtung, Lamination. B2: Parallelschichtung, Schrägschichtung, kaum Gradierung Bankoberseiten mit Rippeln oder dünenförmig.	nicht anwendbar	B1: Fluidisierte Ströme, turbulente Ströme hoher Konzentration. B2: Hochkonzentrierte überladene Sedimentdispersionsströme, tlw. Wiederaufarbeitung durch folgende Ströme.
Turbiditfazies C	Sandstein/Tonstein-Wechselfolgen. C1: Grob- bis feink. Sandsteine, schlechte Sortierung. C2: Mittel-bis feink. Sandsteine, mittelmäßige bis gute Sortierung.	±planparallel begrenzte Bänke, linsenförmig im größeren Maßstab. Mittelbankig (o,5 - 3m) bis massig.	hoch bis sehr hoch	Gut ausgebildete Sohlmarken häufig. C1: Coarse tail Gradierung. C2: Distribution grading, Parallelschichtung, Rippelschrägschichtung, convolute lamination etc.	a-Abschn. stets vorhanden, klassische Turbidite C1: T_{ace} T_{ac} C2: T_{abcde} $T_{abc/e}$ $T_{ab/de}$	Trübeströme (turbulente Autosuspensionen) stärkerer (C1) oder schwächerer (C2) Konzentration.
Turbiditfazies D	Sandstein/Tonstein-Wechselfolgen. Feinkörnige, laminierte Sandsteine (D1 und D2). D3: Tonsteine	Planparallel begrenzte Bänke langaushaltender Kontinuität. Dünn- bis dickbankig. D1: o,o3 - o,4m D2: o,3 - 1,5m D3: o,o3 - 2,om	D1:hoch >1 D2:niedrg <1 D3: 0	Sohlmarken, Parallelschichtung, kleinmaßstäbliche Rippelschrägschichtung, convolute lamination. D3: ohne Sedimentstrukturen.	Sequenzen ohne Basalabschnitt a D1,D2: T_{bcde} T_{cde} T_{de} D3: T_e	Trübeströme relativ geringer Konzentration (Dichte).
Turbiditfazies E	Sandstein/Tonstein-Wechselfolgen. Grob- bis mittelk. Sandsteine, mittelmäßige Sortierung.	Ausgeprägt linsenförmig auch in kleineren Aufschlüssen, scharf begrenzte Bankoberseiten. Dünn- bis mittelbankig (o,o3 bis o,2m).	sehr hoch, häufig Amalgamation	Flaser- und Linsenschichtung, dünenartige Schrägschichtung.	oft nicht anwendbar	Rückstandssedimentation aus vorüberziehenden hochkonzentrierten gravity flows.
Assoziierte Fazies F	Chaotische Sedimentkörper (außer debris flow Ablagerungen A2)	Flache Linsen eingeschaltet in regelmäßig geschichtete Folgen, isolierte Blöcke etc., Breccien. Bis 3oom.	----	Deformationsstrukturen, Boudinage, slump folds.	nicht anwendbar	Schwerkraftgetriebene Gleitvorgänge (sliding, slumping), Übergänge zu debris flows, block fall.
Assoziierte Fazies G	Pelite der normalmarinen Hintergrundsedimentation.	Planparallele Lagen bis o,6m.	----	Lebensspuren (Bioturbation)	nicht anwendbar	Hemipelagische Ablagerung

Tab. 3: Klassifikation der Turbiditfazies und der assoziierten Fazies, etwas vereinfacht nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975).

Während definierte Gruppen von Lithofaziestypen auf bestimmte Ablagerungsvorgänge zurückgehen, lassen sich Fazies-Assoziationen nach ihrem Ablagerungsmilieu (environment) interpretieren.

Aus der unterschiedlichen Assoziation von Lithofaziestypen (A bis G) schließen die Autoren auf drei charakteristische Milieus:

1. Slope association (G, F, A),
2. Submarine fan association,
   inner fan sub-association (G, A, B, F, [E]),
   middle fan sub-association (D, E, [C, A, B, F]),
   outer fan sub-association (D, C),
3. Basin plain association (D, G).

Die in diesem Modell definierten Lithofaziestypen sind Tab. 3 zu entnehmen.

Die Sedimente der Losensteiner Schichten lassen sich zwanglos in Anlehnung an dieses Modell gliedern. Auf die Turbiditnatur dieser Ablagerungen und deren Interpretierbarkeit nach dem Sedimentations-Modell von Mutti & Ricci Lucchi (1975) weist in einer neueren Arbeit auch Faupl (1978) hin.

Die Ton- und Siltsteine dieser Serie entsprechen den Fazies G und teilweise auch D_3 (Schlammturbidite).

Echte Pelite mit >50% Tonanteil oder gar karbonatfreie Tonsteine sind nicht vorhanden. Geröllpelite und Geröllpsammite sind nach Mutti & Ricci Lucchi der Fazies A_2 zuzurechnen, während nach Gefüge und Geometrie die allothigenaführenden Konglomerate der Fazies A_1, (sehr selten der Fazies A_2) vergleichbar sind. Die dünnbankigen Grauwacken und quarzführenden Kalkarenite sind der Fazies D_1 zuzuordnen, jedoch ist das Sand/Tonstein-Verhältnis kleiner (<1) als von Mutti et al (1975) angegeben. Hierzu sind auch teilweise die mittelbankigen Grauwacken und z. T. auch die serpentinführenden Grauwacken des Alb zu rechnen, die sonst nach Sedimentstrukturen, Bankmächtigkeiten und Korngrößen zur Fazies D_2 überleiten. Die weniger häufigen, mittel- bis feinkörnigen Sandsteine relativ guter Sortierung und mit mehr oder weniger vollständigen Bouma-Sequenzen entsprechen Fazies C_2.

Massige, bzw. dickbankige strukturarme Psammite entsprechen Fazies B_1 (seltener B_2) nach allen erkennbaren sedimentologischen Parametern.

Die bereits den hangenden Branderfleckschichten angehörenden Olisthostrome und Blockbreccien wären der Fazies F zuzurechnen.

Nach diesen Lithofaziestypen zu schließen, liegt in den Losensteiner Schichten eine submarine Fächer-Assoziation nach Mutti & Ricci Lucchi (1972) vor. Das häufige Auftreten rinnenförmiger Strukturen mit grobklastischen Füllungen legt die Annahme nahe, daß es sich hier um Ablagerungen der inneren Teile von submarinen Fächern handelt (inner fan sub-association nach Mutti et al. 1972; upper fan nach Walker 1978).

Profilabschnitte des Oberalb und Vraconien, die neben den Tonsiltsteinen nur untergeordnet dünnbankige Psammite, kleine linsenförmige Einschaltungen gröberer Sandsteine und mitunter Abfolgen feiner Mergel/Psammit-Rhythmen enthalten, lassen sich als Ablagerungen des Zwischenrinnenbereiches (interchannel area) auffassen. Aus naheliegenden, aktiven Rinnen ist dabei feinklastisches Material über die „Ufer" getreten, um sich auf den Flächen zwischen den Haupttransportrinnen abzulagern (levee oder overbank deposits, Normark 1974; Mutti et al 1975; Walker 1978). Daraus erklärt sich auch teilweise die laterale Unbeständigkeit der meisten dünnbankigen Psammite der Losensteiner Schichten. Daß dünnbankige Turbidite nicht nur in distalen, sondern auch in proximalen Bereichen submariner Fächer auftreten, heben bereits Walker (1967) und Nelson & Nilsen (1974) hervor.

Konglomerate, Geröllpsammite und -pelite sowie massig strukturlose Psammite sind auf Rinnenbereiche beschränkt. Die nach unten konvexe Linsenform einzelner Konglomeratschüttungen läßt sich gelegentlich im Aufschluß erkennen. Daß die aus vielen einzelnen Konglomeratsträngen zusammengesetzten Rinnenfüllungen als Ganzes lokal sehr tief in die liegenden Sedimente eingeschnitten sind, läßt sich über Kartierung nachweisen (Gaupp 1980).

Basale Erosion unter Konglomeraten ist dort gut zu beobachten, wo diese sich in liegende Psammite einerodierten.

Die Rinnen dienten als Transportkanäle für gröberklastische Sedimente, die möglicherweise über submarine Canyons angeliefert wurden (vgl. Normark 1974). Die Füllung erfolgte erst nach Aufgabe bzw. Verlassen (abandonment) dieser Rinnen (z. B. Walker 1978; Mutti 1974; Mutti & Ricci Lucchi 1975), entweder abrupt durch Überlagerung von Peliten mit vereinzelten dünnen Sandsteinbänken oder unter Korngrößenabnahme einzelner Schüttungen zum Hangenden hin. Die Mächtigkeit der Rinnenfüllungen erreicht >80 m, im Querschnitt mögen sie örtlich mehrere km breit gewesen sein.

Eigentliche Ablagerungen einer Beckenebene ohne grobklastische Einschaltungen scheinen in den Losensteiner Schichten weder in der Cenoman-Randschuppe noch in der Allgäudecke verwirklicht zu sein. Eventuell wurden derartige Sedimente im südlichsten, heute nicht aufgeschlossenen Teil der Allgäudecke gebildet. Denkbar ist auch, daß die groben Geröllströme die ganze Breite dieses langgestreckten Troges querten. Gegenüber nördlicheren Vorkommen sind in den Losensteiner Schichten der Allgäudecke Anzeichen abnehmender Proximalität zu erkennen. Dies betrifft geringere Häufigkeit und Mächtigkeit konglomeratischer Einschaltungen, die Seltenheit inverser Gradierung und das Fehlen übergroßer Gerölle >1 m in der Allgäudecke, verglichen mit den Losensteiner Schichten der Cenoman-Randschuppe. Ebenso geht der Anteil psammitischer Gesteine mit Bankmächtigkeiten >10 cm nach Süden zurück.

Aus Beobachtungen im Raum nördlich von Hindelang und Tannheim ist ersichtlich, daß sich die Losensteiner Schichten aus den Tannheimer Schichten meist über eine "coarsening and thickening upward sequence" von quarzführenden Kalkareniten und Grauwacken entwickeln. Über 5 bis 20 m nehmen die Psammiteinschaltungen an Häufigkeit, Mächtigkeit und Korngrößen zu. Solche Se-

quenzen werden häufiger aus basalen Teilen von Serien beschrieben, bei denen man Entstehung aus submarinen Fächern annimmt (WALKER 1966, 1978; MUTTI & RICCI LUCCHI 1972, 1975; FAUPL & TOLLMANN 1979). Für sie wird das Progradieren eines Fächers verantwortlich gemacht.

Auf Ähnlichkeiten in der Lithologie von Ablagerungen aus submarinen Fächern und Deltas wird mehrfach hingewiesen (z. B. STANLEY & UNRUG 1972; WALKER 1975c, 1978), gleichzeitig wird zur Unterscheidung besondere Beachtung auf die Sedimentstrukturen von Konglomeraten und Psammiten sowie auf Vorhandensein oder Fehlen typischer Deltaanzeichen gelenkt. Daß die Losensteiner Schichten selbst keine Deltaablagerungen sind, läßt sich mit den angeführten Beobachtungen begründen. Daß sie jedoch mit Deltas in einem genetischen Zusammenhang gestanden haben könnten, ist durchaus möglich (vgl. PETTIJOHN et al. 1973). So nehmen STANLEY & UNRUG (1972) an, daß sich gröberklastische Füllungen submariner Canyons vor Deltas bilden, die von rasch fließenden Flüssen beliefert werden. STAUFFER (1967) und SURLYK (1975) beschreiben Beziehungen und stratigraphische Übergänge von turbiditischer Tiefwasser-Sedimentation zu Deltaablagerungen. Der kontinuierliche Übergang von turbiditischer Sedimentation einer Beckenebene, über unteren und oberen submarinen Fächer bis hin zu Delta-Flachwasserablagerungen wird von WALKER (1966, 1978) aus dem Variszikum Nordenglands beschrieben.

Nach NELSON & NILSEN (1974) wird die Ausdehnung submariner Fächer neben der Masse angelieferten Sediments vor allem von der Geometrie des Ablagerungsraumes bestimmt. In räumlich begrenzten Becken ("continental borderlands, small marginal seas ...") kommt es generell nur zur Ausbildung relativ kleiner und geringmächtiger Fächerablagerungen. Hierin mag der Hauptgrund liegen, warum sich die Losensteiner Schichten als Ablagerungen submariner Fächer mit maximalen Mächtigkeiten um 200 m, neben vergleichbaren Bildungen aus Nordappenin oder Kalifornien, geradezu bescheiden ausnehmen. NELSON & NILSEN (1974) nennen kleine rezente Fächer mit Ausmaßen von 7×11 km.

Dazu bemerkt NORMARK (1974), daß der Internbau submariner Fächer mit all seinen morphologischen und stratigraphisch-sedimentologischen Eigenheiten wenig abhängig von den Ausmaßen des Beckens oder des Fächers ist.

Für das Alb läßt sich im Norden des Tiefbajuvarikums das Auftauchen eines Liefergebietes folgern und dessen rasch zunehmende Abtragung und Schutteinlieferung in Becken am Nordrand des Oberostalpin. Ursachen für die Hebung dieses Liefergebietes liegen vermutlich in den kompressiven tektonischen Bewegungen, wie sie für diese Zeit angenommen werden müssen (FRISCH 1979). Anzeichen für eine Verflachung des Ablagerungsraumes der Losensteiner Schichten sind in den resedimentierten Grobklastika keinesfalls zu sehen. Noch viel weniger ist eine ,,Aussüßung" des Ablagerungsraumes durch Zurückgehen von Makro- und Mikrofauna zu belegen, wie dies KRUSE (1964) oder SCHOLZ (1978) vermuten. Das Zurückdrängen fast jeglicher autochthoner Fauna ist allein durch die gröberklastisch werdende Sedimentation schon erklärbar: über den Konglomerat- und Sandschüttungen treten in Pelitserien wieder reichere pelagische Mikrofaunen auf.

Die offenbar ziemlich abrupte Beendigung der Einschüttung allothigener Komponenten aus Norden im Vraconien, kann seine Ursache in der Subsidenz des Liefergebietes, im Meeresspiegelanstieg oder im tektonischen Aufbau einer schuttabfangenden submarinen Barriere haben. Über den Ton- und Siltsteinen, die in der Cenoman-Randschuppe die obersten konglomeratischen Rinnenfüllungen abdecken, folgen die ersten Andeutungen grobklastischer Schuttlieferungen ohne Allothigene aus Süden. Damit ist die Basis der Unteren Branderfleckschichten erreicht.

3.2 BRANDERFLECKSCHICHTEN

Fazies und Ablagerungstiefe

3.2.1 Cenoman-Randschuppe

Im höheren Vraconien (?) bzw. unteren Cenoman werden die allothigeneführenden Schüttungen aus Norden abgelöst von Einschüttungen ausschließlich kalkalpiner Schuttmassen (vor allem aus Jurakalken) vom auftauchenden Nordrand der Lechtaldecke. Die Ablagerungstiefe während des obersten Vraconien und unteren Cenoman der Cenoman-Randschuppe läßt sich schwer erfassen, doch könnte zunehmender terrigener Einfluß in der pelitischen Hintergrundsedimentation neben Veränderungen der Ichnofauna auf ein Flacherwerden des Ablagerungsraumes hindeuten. Fucoiden, wie sie in den Fleckenmergeln der Tannheimer Schichten häufig sind, oder mäandrierende Lebensspuren sind in den sandigen Siltsteinen und Mergeln des Cenoman nicht mehr vertreten. Statt dessen finden sich häufiger U-förmige Grabgänge sedimentfressender Organismen in den dünnbankigen Kalkareniten, die an *Diplocraterion* erinnern und neben groben, nicht mäandrierenden Gastropodenfährten (GAUPP 1977) eher auf die *Cruziana*-Assoziation schließen lassen, die auf neritische Verhältnisse beschränkt ist (SEILACHER in BASAN 1978). Bioturbation ist auch in klastischen Bereichen hier sehr viel häufiger als in den Losensteiner Schichten.

Das Vorherrschen pelitischer Sedimente mit Einschaltungen von gebankten, teilweise gradierten Kalkareniten, von Feinbreccien, Olisthostromen und Blockbreccien, legt nahe, daß hier eine Becken-Ruhigwassersedimentation von episodischen Einschüttungen gröberen Materials unterbrochen wurde.

Während des höheren Cenoman (Abb. 6) sind in der Randschuppe keine deutlichen Milieuänderungen festzustellen. Erst mit dem beginnenden Unterturon (nördlich von Hindelang) setzen erstmals wieder feinere Pelite roter, grüner und dunkelgrauer Farben ein, während gleichzeitig Grauwackenschüttungen, völlig andersartiger Zusammensetzung als bisher, zunehmend deutlicher werdende Turbiditsedimentstrukturen zeigen. Zum Turon hin wird der lithologische Gegensatz von pelitischen und psammitischen Bildungen wieder ausgeprägter, der terrigene Einfluß in Ton- und Siltsteinen geht zurück.

3.2.2 Nordrand der Lechtaldecke (mit Falkensteinzug)

Über den Flachwassercharakter der Lechtaldecken-Mittelkreide herrscht Einvernehmen in der Literatur. Daß diese Ansicht etwas differenziert werden muß, soll hier dargestellt werden.

Zweifelsfrei steht für die basalen Bildungen der Unteren Branderfleckschichten des Lechtaldecken-Nordrandes eine Entstehung unter litoralen Bedingungen fest (Abb. 8). Die lithofaziell sehr differenzierten Transgressionssedimente (Abschnitt I) entstanden sowohl in hochenergetischen Bereichen als auch in geschützten Buchten von stark gegliederten Küsten eines Insel-Archipels. Ein ausgeprägtes prätransgressives Relief wird durch diese Sedimente abgedeckt (Gaupp et al. 1981).

Rahman (1967) folgert für die Pelite (Abschnitt II), die über den basalen Kalkareniten und Konglomeraten liegen, aufgrund von Faunenauswertungen die Bildung in einer strandnahen Meeresregion mit maximalen Tiefen von 70 m. Zu ähnlichen Ergebnissen kam Wolff (1968), der für orbitolinenführende Mergel des Regaugebietes sublitorale Bildungsbedingungen mit Tiefen > 50 m annimmt. Einschränkend muß zu diesen Angaben gesagt werden, daß auch hier nach eigenen Beobachtungen die Autochthonie der Faunen in den Peliten nicht immer sicher ist.

Aus der zunehmend feinerklastisch werdenden Abfolge, von der arenitisch-brecciösen Ausbildung an der Transgressionsbasis bis zu der Mergelfolge (II) mit nur vereinzelten Kalksandstein- und Breccienbänken, darf auf ein Tieferwerden des Ablagerungsmilieus geschlossen werden.

Seichtwasserbildungen liegen also nur dort vor, wo diese in den geringmächtigen Basallagen über der Transgressionsfläche nachzuweisen sind.

Seichtwasserbildungsmilieu ist nicht mehr für die mächtigen Blockbreccien (Megabreccien) des Abschnittes III zu belegen. Diese Grobklastika sind von Peliten umgeben, in denen das Vorkommen von planktonischen Globotruncanen und Rotaliporen, auf sublitorale Bildungsbedingungen hindeutet (Wolff 1968). Die Schuttmassen aus kantigen Blöcken sind vermutlich nur zu ganz untergeordnetem Teil Bildungen von Strandaufbereitung. Sie sind nicht als ein Hinweis auf eine abermalige allgemeine Verflachung anzusehen, sondern belegen vielmehr tektonische Vorgänge während des mittleren oder höheren Cenoman, die zum Abgleiten gröberer Blockmassen und Olistholithe in fortlaufend tiefer werdende Beckenzonen führten. Daß auch im höheren Cenoman noch ein Nebeneinander von tiefer eingesenkten Beckenbereichen neben aufragenden, von Steilküsten umgebenen Inseln existierte, ist sehr wahrscheinlich.

Von Surlyk (1975) werden grobe Breccien aus der Jura/Kreidegrenze Ostgrönlands beschrieben, die extrem schwach sortiert sind, ungerundete Komponenten von 0,3 bis 30 m, dicht gepackt, ohne Raum für Matrix und nur schwache Andeutungen von Sedimentstrukturen aufweisen. Surlyk betrachtet diese klastischen Sedimente als Ablagerungen nahe submariner Escarpments, die aus "rock fall-avalanches" hervorgegangen seien. Für feinere matrixreichere Breccien nimmt er debris-flows mit größeren Transportweiten an.

Aus dem Appenin beschreiben Colacicchi et al. (1975) sogenannte Megabreccien mit kantigen Komponenten ohne Sortierung, praktisch matrixfrei, chaotisch ohne primäre Sedimentstrukturen, mit häufigen Breccien-Resedimenten. Sie nehmen geringe Transportweiten und schnelle Ablagerung durch "submarine rock-falls" an.

Allen diesen Bildungen ist neben den erwähnten Merkmalen auch das Vorhandensein von übergroßen Gleitschollen/Riesenblöcken gemeinsam (vgl. Tollmann 1976a; Oedekoven 1976), und ihre Beziehung zu vorwiegend vertikalgerichteten tektonischen Bewegungen, die starke Reliefunterschiede hervorriefen (vgl. Hoedemaeker 1973).

Zumindest für große Teile der Blockbreccien der Branderfleckschichten (Lechtaldecke und Falkensteinzug) scheint es mir berechtigt, ähnliche Bildungsumstände anzunehmen. Die Blockmassen mögen submarinen Steilstufen entstammen, teilweise auch subaerischer Abtragung; merkbare Strandaufbereitung erfuhren sie sicherlich nicht. M. Richter (1970) nimmt für die Blockbreccien der Weissenseeberge an, daß eine große Schuttmasse vor ihrem Abtransport so gespeichert und bereitgestellt wurde, „daß sie beim Abruf aus irgendwelchen Gründen (Tektonik, gesteigerte Niederschläge z. B.) als Ganzes von einer Plattform abrutschen konnte; andernfalls wäre sie geschichtet worden."

Mächtige, z. T. geschichtete und schräggeschichtete Blockbreccien (z. B. Branderschrofen, basale Breccienfolge südwestlich Weissensee, Kienberge), die bis auf die kompetenten Gesteine der Transgressionsunterlage hinabgreifen, sind nicht auf grundsätzlich andere Ablagerungsvorgänge zurückzuführen. Ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß hier submarine Erosion unter den klastischen Lagen eine Rolle spielte. Z. B. finden sich westlich von Pfronten (Falkensteinzug, Himmelreichjoch) direkte Belege dafür, daß die basale Sandstein/Kalkarenitfolge der Unteren Branderfleckschichten, reliktisch noch in Taschen der Transgressionsunterlage erhalten, in einem überlagernden Blockstrom (III) „eingearbeitet" wurde.

Mit Sicherheit sind nicht alle sedimentären Kontakte klastischer Mittelkreide über Trias/Jura der Lechtaldecke echte „Transgressionskontakte".

Der Sedimentation der Oberen Branderfleckschichten muß ein weitgehender Reliefausgleich vorausgegangen sein, der die Sedimenteinlieferung über eine schmal gewordene Cenoman-Randschuppe in den Lechtaldekken-Nordrand ermöglichte. Die Allgäudecke enthält weder Obere noch Untere Branderfleckschichten (Abb. 12).

Das Turon der Oberen Branderfleckschichten zeigt Faziesähnlichkeiten mit den Losensteiner Schichten. Auch hier liegt eine Turbiditsedimentation vor mit teilweise serpentinführenden Grauwacken, Geröllpeliten und Olisthostromen nördlicher Provenienz. Wie in den Losensteiner Schichten der Allgäudecke sind auch in den Oberen Branderfleckschichten der nördlichen Lechtaldecke zur Obergrenze der Serie hin keine Anzeichen für Verflachung des Milieus zu verzeichnen, eher ist das Gegenteil der Fall. Die Beendigung der Sedimentation in beiden Fällen scheint vielmehr durch eine tektonische Abdeckung (Überschiebung) unter Tiefwasserbedingungen verursacht worden zu sein.

Beiden Beispielen scheint auch gemeinsam zu sein, daß dem relativen Tiefwassermilieu der tektonisch liegenden Einheit (Alb der Allgäudecke, Turon der Lechtaldecke) eine subsequente Flachwasser-Sedimentation in der tektonisch hangenden Einheit (Vraconien – Untercenoman des Lechtaldecken-Nordrandes, Flachwasser-Gosau des Coniac z. B. in der Inntaldecke) gegenübersteht.

4. FOLGERUNGEN ZUR PALÄOTEKTONIK UND PALÄOGEOGRAPHIE DER KALKALPINEN MITTELKREIDE

4.1 VORSTELLUNGEN ÜBER PRÄCENOMANE TEKTONIK IM OBEROSTALPIN

- Aus dem Fehlen von Cenoman in der „Unteren Vilserdecke" (Vilser Stirnschuppe nach TOLLMANN 1970) schließen KOCKEL et al. (1931) auf eine präcenomane tektonische Abdeckung dieser Einheit durch die „Obere Vilserdecke" (den Lechtaldecken-Hauptkörper). ZEIL (1955) sieht hier eine bedeutende Wirkung präcenomaner Tektonik.
- ZEIL (1955, 1956) schließt aus einer lokal feststellbaren Schichtlücke im Mittelalb und aus einer Transgression, die von Norden nach Süden auf immer stärker gefalteten Untergrund übergreift, auf eine tektonische Phase im Sinne STILLE's (1924) während des Mittelalb. Diese vermutete Schichtlücke ist nicht durchgehend verwirklicht wie aus mikropaläontologischen Arbeiten der Folgezeit hervorgeht (FAHLBUSCH 1964; ZACHER 1966; RISCH 1969).

  Zweifel an einer Mittelalb-Phase äußert auch OBERHAUSER (1963, 1968), der keine Fossil- und Faziesbelege für Aussüßung

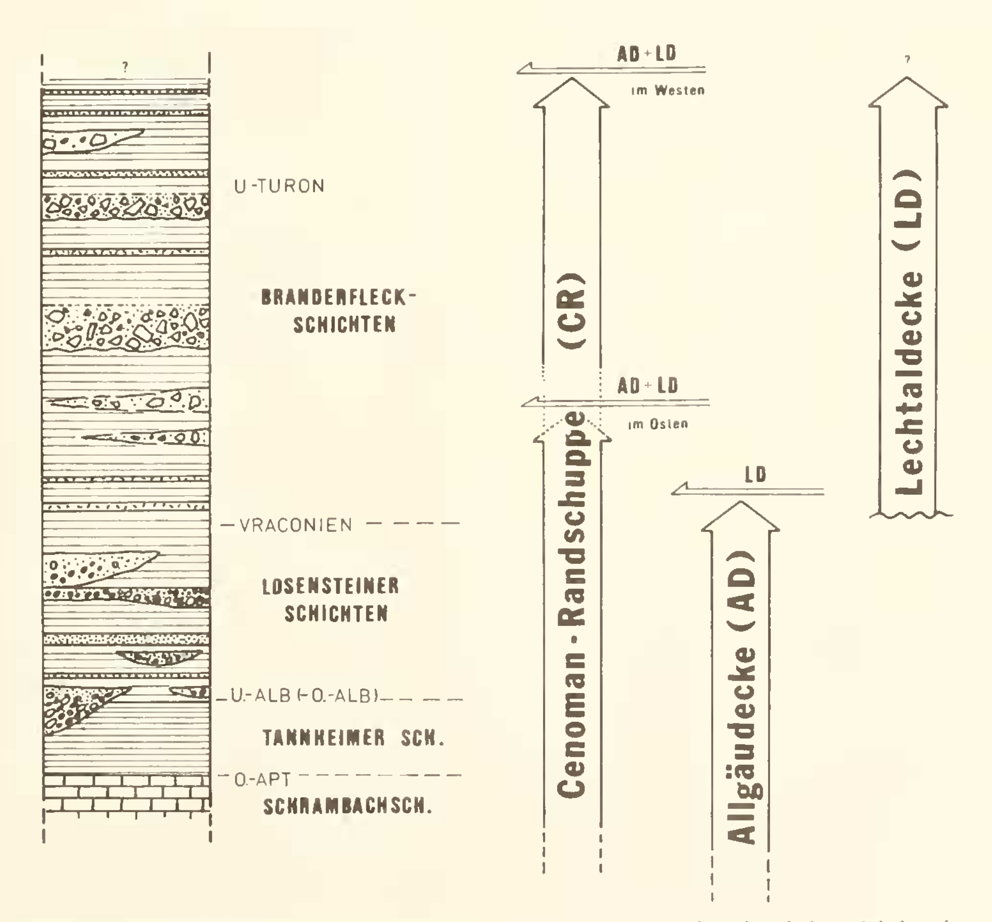


Abb. 12: Schema-Darstellung der Reichweite mittelkretazischer Serien in den tektonischen Einheiten des Bajuvarikums (Ostallgäu).

und Verlandungen sieht, wie diese etwa vor-, intragosauisch und nacheozän reichlich vorhanden sind.

,,Wenn wir also eine vorcenomane Faltungsphase annehmen, dann unter grundsätzlich anderen paläogeographischen Voraussetzungen als später und daher vermutlich mit einem anderen tektonischen Mechanismus" (OBERHAUSER 1968).

– Innerhalb der Allgäudecke sehen nach M. RICHTER (1926), KOCKEL et al. (1931) auch alle folgenden Bearbeiter präcenoman nur weitspannige Bewegungen, nur flachwellige Faltung geringer Intensität verwirklicht (CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939; ZEIL 1955; FAHLBUSCH 1964; ZACHER 1966; WOLFF 1968; RISCH 1971). Die Konglomerate der Losensteiner Schichten wurden stets mehr oder weniger explizit als ,,Transgressionsbildungen" aufgefaßt.
– Die Intensität der präcenomanen tektonischen Beeinflussung des Lechtaldecken-Nordrandes wurde früh erkannt. Der Falten- und Bruchschollenbau der Lechtaldecke des Ammergebirges vor der ,,Cenomantransgression" wird von M. RICHTER (1926) und KOCKEL et al. (1931) deutlich herausgearbeitet. Es wird betont, daß lokal bis 1000 m Sediment abgetragen wurde, daß Quer- und Diagonalstörungen und die großen Mulden- und Sattelstrukturen bereits präcenoman angelegt wurden. Zu ähnlichen Ergebnissen führen die Bearbeitungen des Falkensteinzuges (KOCKEL et al. 1936, CUSTODIS & SCHMIDT-THOMÉ 1939).
– Während der präcenomanen austrischen Phasen (Voroberalb und Grenze Alb/Cenoman) kommt es nach TOLLMANN (u. a. 1963, 1966, 1976b) im Kalkalpin zu Faltung, Deckenstirnbildung und überkippter Faltenbildung. Von einer ersten Querfaltung und Bruchtektonik wird das Kalkhochalpin nach dem austroalpinen Deckenschub (Hauterive – Barrême) erfaßt. Eigentliche Deckenbewegungen treten im tieferen Kalkalpin erst in der mediterranen Phase des Turon auf (z. B. TOLLMANN 1966).

Da TOLLMANN (z. B. 1965a) die Allothigena der Losensteiner Schichten von einem Liefergebiet mittelpenninischer Position ableitet (Ultrapienidischer Rücken), folgert er den Zuschub des Südpenninikums während dieser Phasen. Demnach erreichen die Kalkalpen während des Alb den Südrand des Ultrapienidischen Rückens.

So uneinheitlich die Ansichten über präcenomane tektonische Vorgänge innerhalb des Bajuvarikums auch sein mögen, Deckenbewegungen in dieser Einheit werden allgemein erst der Oberkreide zugeschrieben. Daß frühe Deckenbewegungen während der höchsten Unterkreide nicht nur den Südostabschnitt des Kalkalpin und außerkalkalpine Bereiche betrafen, sondern zumindest im Arbeitsgebiet auch das Bajuvarikum erfaßten, soll nachfolgend aufgezeigt werden.

4.2 HINWEISE AUF PRÄCENOMANE DECKENTEKTONIK

Ein entscheidender Hauptgrund, warum Deckenbewegungen im Bajuvarikum erst dem Turon zugeordnet wurden, liegt an der unzureichenden Altersfestlegung der jüngsten Mittelkreidesedimente der Allgäudecke. Es kann inzwischen belegt werden, daß in der Allgäudecke der Vilser und Tannheimer Berge keine jüngeren Ablagerungen als Vraconien vorliegen. Diese Aussage basiert auf den Mikrofaunen-Revisionen dieses Gebietes durch RISCH (1969, 1971), die angebliche Turon- und Cenomaneinstufungen in das Vraconien zurückverwiesen, sowie auf die stratigraphischen Untersuchungen eigener Proben (det. Dr. RISCH) aus diesem Raum (GAUPP 1980). Die Sedimentation in der Allgäudecke reichte in diesem Raum also nicht bis ins Turon, wie früher angenommen wurde (z. B. BORNHORST 1958), sondern lediglich bis an die Grenze Alb/Untercenoman.

Nun könnte man für das Fehlen jüngerer Sedimente in der Allgäudecke auch tektonische Abscherung verantwortlich machen. Hiergegen spricht allerdings, daß nirgendwo im Bereich der Allgäudecke von Ostallgäu und Oberbayern jüngere Sedimente als Losensteiner Schichten sicher nachgewiesen wurden. Bei einer tektonischen Amputation der Branderfleckschichten der Allgäudecke müßte man zumindest lokal noch eingefaltete Relikte dieser Sedimente antreffen. Dies ist nach eigenen Beobachtungen nicht der Fall.

Die zeitliche Einordnung von Deckenbewegungen nach den jüngsten Sedimenten unter einer Schubmasse ist zwar mit großer Vorsicht vorzunehmen, scheint aber für die alpine Entwicklungsgeschichte häufig gepflegte Praxis zu sein (so etwa Festlegung der Abdeckung des Bajuvarikums durch das Tirolikum, vgl. OBERHAUSER 1968; TOLLMANN 1976b). Zumindest läßt sich damit das Höchstalter einer Überschiebung am Beobachtungsort angeben (vgl. ROEDER 1976).

Das völlige Fehlen von Branderfleckschichten des Cenoman oder Turon in der Allgäudecke des Arbeitsgebietes legt zunächst die Vermutung nahe, daß die Sedimentation der Losensteiner Schichten im obersten Alb durch Überschiebung der Lechtaldecke (bzw. Unterschiebung der Allgäudecke) gestoppt wurde.

Allein hierdurch wäre die Annahme von Deckenbewegungen während des obersten Alb noch nicht ausreichend belegt, wenn diese nicht durch weitere wesentliche Beobachtungen gestützt würde: Während des Vraconien und Untercenoman treten in der Cenoman-Randschuppe Olisthostrome auf, die nach Komponentenbestand und Korngrößenabnahme aus Süden von der ,,Pfrontener Schwelle" des Lechtaldecken-Nordrandes herzuleiten sind. Wenn diese Abtragungsmassen, die vor allem aus Jurakalken der für den Lechtaldecken-Nordrand typischen Dogger/Malm-Tiefschwellenfazies bestehen (,,Pfrontener Schwelle" sensu TOLLMANN 1976a), in die Cenoman-Randschuppe einsedimentiert wurden, aber nicht in der Allgäudecke zu finden sind, dann legt auch dies die tektonische Nachbarschaft von Cenoman-Randschuppe und Lechtaldecken-Nordrand seit der Alb/Untercenomangrenze nahe. Durch das gesamte Cenoman stehen beide tektonischen Einheiten in enger fazieller Verwandtschaft zueinander, mit dem Unterschied, daß die Sedimentation der Cenoman-Randschuppe ohne Unterbrechung in Beckenfazies weiterläuft, während das Vraconien (?) und Untercenoman im Lechtaldecken-Nordrand bis auf Hauptdolomit hinabtransgrediert. Die Sedimente, die vor dieser Transgression abgetragen wurden, finden sich z. T. in den Olisthostromen des Vraconien in der Randschuppe wieder (Abb. 13).

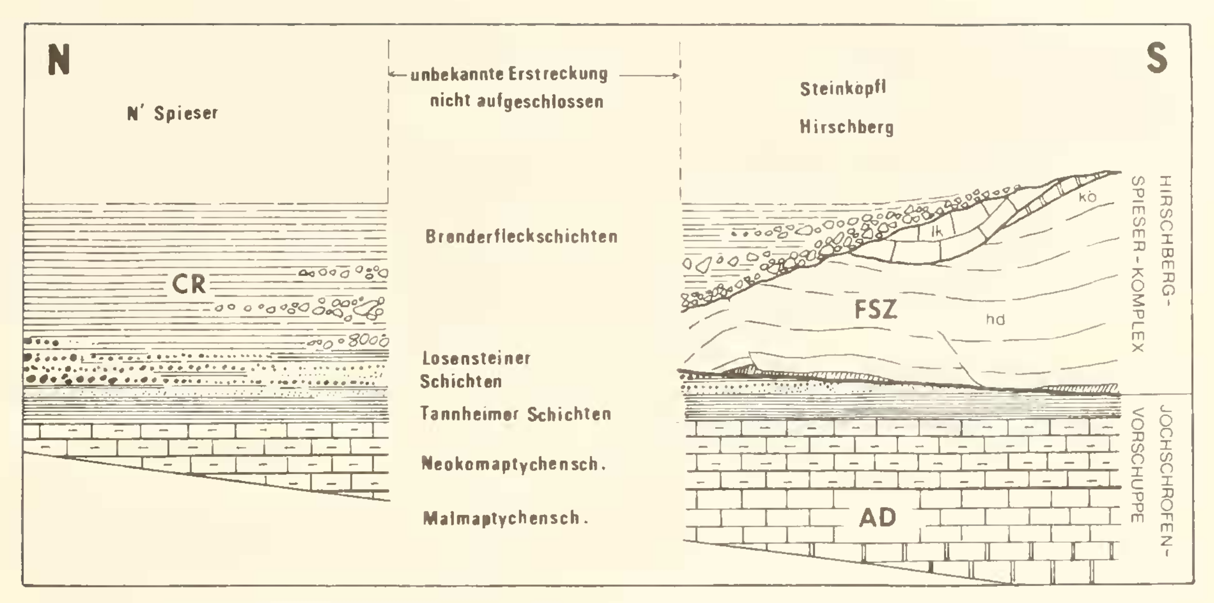


Abb. 13: Gegenüberstellung der Schichtfolgen und mögliche Beziehungen zwischen Cenoman-Randschuppe (CR), Falkensteinzug (FSZ = Klippe der Lechtaldecken-Stirn) und Jochschrofen-Vorschuppe (zur Allgäu AD gehörig) zur Ablagerungszeit der Branderfleckschichten, nördlich Hindelang/Allgäu (ohne Maßstab, aus GAUPP 1977, ergänzt).

Weiterhin wird eine tektonische Abdeckung der Allgäudecke vor der mediterranen Phase des ? Mittel-Turon dadurch nahegelegt, daß die Einschüttung allothigener Komponenten von Norden im Unterturon noch Teile der Cenoman-Randschuppe (z. B. im Westen bei Hindelang) und den Nordrand der Lechtaldecke unter wahrscheinlichen Tiefwasserbedingungen erreicht, aber nicht mehr die Allgäudecke!

Bereits von M. RICHTER (1970) wurde für den Falkensteinzug eine direkte Nachbarschaft zur Randschuppe während des Oberalb angenommen. Die engen Beziehungen dieser beiden Einheiten besonders nördlich Hindelang, zwingen diese Annahme geradezu auf.

M. RICHTER folgerte aus der Tatsache, daß der Falkensteinzug im Süden von Alb unterlagert wird, im Norden aber von Cenoman einsedimentiert worden zu sein scheint, das in stratigraphischer Beziehung zur Cenoman-Randschuppe steht, auf ein Eingleiten des Falkensteinzuges nach Norden in das Alb-Cenoman-Meer. Der Falkensteinzug wird hier also als eine sedimentäre Klippe angesehen, die sich vom Hauptkörper der Lechtaldecke löste und gravitativ nach Norden vorglitt (M. RICHTER 1970).

D. RICHTER (1973) und D. RICHTER & MARIOLAKOS (1973) sehen im Falkensteinzug eine Gleitplatte (Olisthoplaka) vor einer Deckenstirn. Diese „mittelkretazische Eingleithypothese" wird von TOLLMANN (1976b) als nicht stichhaltig angesehen, da Blöcke in der unterlagernden Allgäudecke einsedimentiert auf das Herannahen einer Gleitmasse hinweisen müßten, im Vilstalstreifenfenster Cenoman fehlt sowie in den Tannheimer Schichten keine Olistholithe zu finden seien.

Vermutlich schließt M. RICHTER (1970) deshalb auf ein Eingleiten des Falkensteinzuges, weil er in der Allgäudecke südlich des Falkensteinzuges noch Cenoman- oder gar Turonsedimente vermutete. Daß diese nicht vorhanden sind, wurde bereits ausgeführt.

Es gibt keine Hinweise für eine größere Wassertiefe im Ablagerungsraum der Cenoman-Randschuppe als in dem der Allgäudecke. Eine kontinuierliche Aufschiebung der Lechtaldecke, während des obersten Vraconien möglicherweise gegen das südgerichtete Paläogefälle nach Norden, erscheint mir deshalb viel wahrscheinlicher als ein gravitatives Eingleiten in einen im Norden gelegenen Trog. Daß in der Allgäudecke keine grobklastischen Sedimente diese Bewegung bezeugen, ist nicht ungewöhnlich. Bei den Olisthostromen der Cenoman-Randschuppe handelt es sich zumindest zum großen Teil um Klasten, die aus Strandaufbereitung hervorgingen. Die Schuttlieferung nach Norden kann erst zu dem Zeitpunkt erfolgt sein, als die Stirnantiklinale der Lechtaldecke das Erosionsniveau erreichte und als Inselgruppe auftauchte. Eventuelle frühere submarine Abgleitungen könnten durch Stauchwälle vor der Deckenstirn abgefangen worden sein.

Die Faziesgegensätze an der Alb/Cenomangrenze in der Cenoman-Randschuppe/Allgäudecke und Lechtaldecke, die zeitliche und räumliche Verteilung der Mittelkreidesedimente (Abb. 12) sowie deren fazielle Veränderung in der Zeit lassen sich durch die Überschiebung der Lechtaldecke auf die Allgäudecke während des obersten Alb (Vraconien) erklären (Abb. 14). Die Cenoman-Randschuppe ist hier als die Nordfortsetzung der Allgäudecke zu definieren, die von dieser Abdeckung verschont blieb.

Ob auch im westlichsten Teil der Nördlichen Kalkalpen eine präcenomane Abdeckung der Allgäudecke durch die Lechtaldecke gefolgert werden kann, hängt im wesentlichen von der Bestätigung oder Berichtigung der Einstufung der grobklastischen

Bildungen des Südteils der Allgäudecke ins Turon durch SCHIDLOWSKI (1962) ab. Neuere Untersuchungen der Mittelkreide dieses Raumes (OTTE 1972) belegten für die Allgäudecke keine jüngeren Sedimente als Vraconien (? Untercenoman). Falls dieser Nachweis von Turon in der Allgäudecke bestätigt werden kann, würde dies für ein Zurückweichen der tektonischen Isograden (Linien gleicher tektonischer Aktivität) nach Süden im Westteil der Nördlichen Kalkalpen sprechen, wie es von HELMCKE & PFLAUMANN (1971) angenommen wird. Der westliche Bereich der Ostalpen wäre demnach während der Unterkreide von ruhigeren tektonischen Bewegungen erfaßt worden als der Osten.

Auf gewisse stratigraphische Ähnlichkeiten der Roßfeldschichten (z. B. PICHLER 1963; FAUPL & TOLLMANN 1979) mit der Mittelkreide im Westen sei hier kurz hingewiesen.

Die Unteren Roßfeldschichten entwickeln sich aus den Neokomaptychenschichten (Schrambachschichten). In diese Mergelfolge sind zum Hangenden häufig dünne Psammitbänkchen eingeschaltet, die zu einer dünnbankigen, schließlich dickbankigen Sandsteingruppe überlei-

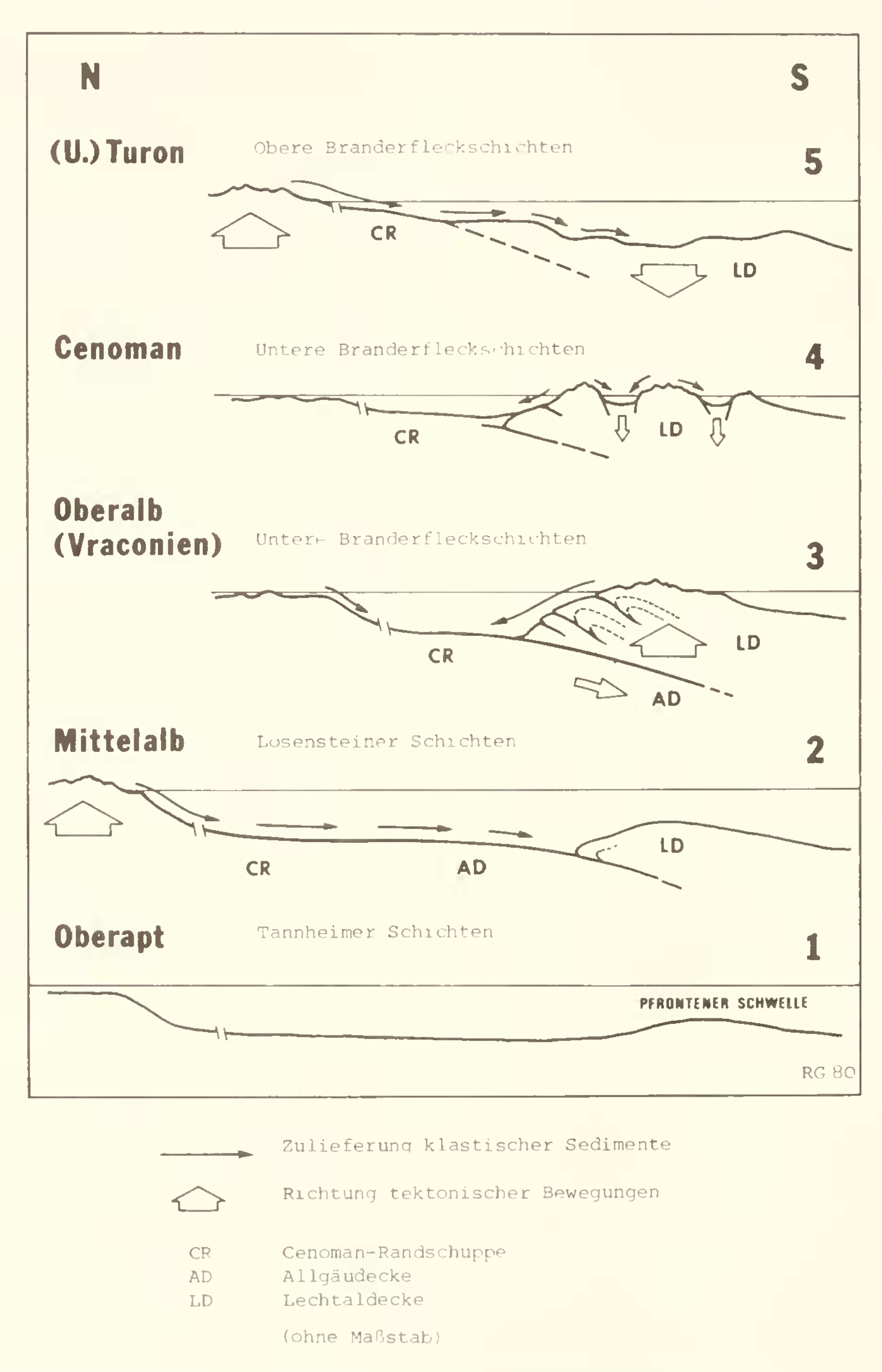


Abb. 14: Serie von schematischen Profilen zum Ablauf der klastischen Sedimentation der Mittelkreide im Bajuvarikum (Ostallgäu) in ihrer Abhängigkeit von tektonischen Bewegungen.

ten. Über diesen dickbankigen Psammiten folgen die groben Blockbreccien und Olistholithe der Oberen Roßfeldschichten.

Diese Abfolge zeigt zweifellos Ähnlichkeit zu der Abfolge Aptychenschichten/Tannheimer Schichten/Losensteiner Schichten/Branderfleckschichten in der Cenoman-Randschuppe im Westen. Während die psephitischen Roßfeldschichten das Herannahen höherer, juvavischer Einheiten (vgl. Tollmann 1963; Oberhauser 1964, Bögel 1971) andeuten, weisen die Olisthostrome und Blockbreccien der Branderfleckschichten in der Randschuppe auf die näherkommende Stirn der Lechtaldecke hin.

4.3 TEKTONISCHE VORGÄNGE UND PALÄOGEOGRAPHIE IM CENOMAN UND TURON

Der Transgression auf dem Lechtaldecken-Nordrand während des Untercenoman (lokal eventuell schon Vraconien) ist eine Zeit subaerischer Erosion vorausgegangen.

Die Ursache für die Emersion dieser Deckenstirnbereiche kann in der tektonischen Abdeckung der Allgäudecke durch die Lechtaldecke gesehen werden, die nach dem oben Angeführten während dieser Zeit stattgefunden haben muß. Dieser Deckenstapelung folgte, beginnend mit der Transgression der Branderfleckschichten, eine Subsidenz, die vermutlich durch isostatischen Ausgleich bedingt war.

Starke Vertikalbewegungen müssen während des mittleren oder oberen Cenoman die im Untercenoman einheitlich absinkende Lechtaldecken-Front noch einmal stärker gegliedert haben.

Ein ausgeprägtes Relief führte an submarinen Steilstufen zum Abgleiten von großen Olistholithen und Blockmassen in die pelitischen Normalsedimente von kleineren mehr oder weniger isolierten Becken (Abb. 14).

Die basalen klastischen Transgressionssedimente des Untercenoman wurden z. T. wieder umgelagert und erreichten größere Wassertiefen.

Die Veränderung des Komponentenbestandes grobklastischer Ablagerungen der Unteren Branderfleckschichten während des Cenoman verweist auf die zumindest lokal bis ins Turon fortdauernde und schließlich bis auf Wettersteinkalk hinabreichende Abtragung.

Im Obercenoman/Unterturon scheint der Reliefausgleich soweit fortgeschritten, die Lechtaldecke isostatisch (?) so stark abgesunken, daß erstmals seit dem Vraconien wieder ein generell südgerichtetes Paläogefälle im Bajuvarikum vorherrscht und Allothigena von einem entfernten im Norden gelegenen Festlandsgebiet in die nördliche Lechtaldecke eingeschüttet werden. Diese Sedimentation erreicht nach den bisher gemachten Beobachtungen nur noch westliche Teile der Cenoman-Randschuppe. Sie ist im Osten bereits präturon (?), insgesamt aber spätestens nach dem Unterturon von der Allgäudecke mit auflagernder Lechtaldecke begraben worden.

Die lithologisch sehr ähnliche Ausbildung der Oberen Branderfleckschichten in weit voneinander entfernten Einzelaufschlüssen der Lechtaldecke läßt die Annahme zu, daß es sich hierbei um Relikte eines größeren zusammenhängenden Sedimentationsraumes handelt. Die Liefergebiete innerhalb des Bajuvarikums haben während des Turon ihre Bedeutung verloren. Aus einer Vielzahl von kleinen isolierten Becken entstand ein größerer Ablagerungsraum, dessen pelitische hemipelagische Hintergrundsedimentation von klastischen Einschüttungen aus einem extern gelegenen Abtragungsgebiet unterbrochen wird.

Im Turon erstmalig wieder häufig auftretende Rotpelite sprechen für größerräumige marine Zirkulationen und sauerstoffreiche Bodenwässer.

5. BEZIEHUNGEN DER MITTELKREIDE-SERIEN ZUR GOSAU

Im Komponentenbestand der Oberen Branderfleckschichten (Turon) zeichnen sich deutliche Beziehungen zu den Bildungen der Flachwasser-Gosau (Coniac-Untercampan) ab. Nach der Sedimentation des Cenoman, die frei von allothigenen Einschüttungen ist, erreichen im Turon erstmals Sedimentzulieferungen mit „exotischem" Material auch südlichere (hochbajuvarische) Teile des Oberostalpin. Deckentektonische Bewegungen sind die Ursache dafür, daß Schüttungen mit allothigenen Komponenten nun auch die Lechtaldecke erreichen, nachdem sie im Alb auf das Tiefbajuvarikum beschränkt waren. Erst mit der Gosau scheinen Ablagerungen mit vergleichbarem, allothigenem Material auf die höheren kalkalpinen Stockwerke (Tirolikum, Juvavikum) überzugreifen, während nächst tiefere Einheiten aufgrund tektonischer Abdeckung (vgl. Zacher 1966; Oberhauser 1968) frei von diesen Sedimenten blieben.

Die weniger polygene Zusammensetzung der allothigenen Komponenten des Turon ist denen der Flachwasser-Gosau bereits ähnlicher als die des Alb. Von meist roten Quarzporphyr- und Felsitporphyrgeröllen neben Quarzpsammiten und Quarziten berichtet z. B. Schulz (1952) aus der santonen Gosau des Brandenberger Tales oder Erkan (1972) aus dem Ostteil der Nördlichen Kalkalpen. Wie in der Gosau ist auch in den Oberen Branderfleckschichten ultrabasischer Detritus und Chromspinell

aus Norden zugeliefert worden (z. B. ERKAN 1972; DIETRICH & FRANZ 1976).

Wie groß ein eventueller zeitlicher Hiatus zwischen den jüngsten Sedimenten der überschobenen Einheiten und den Ablagerungen des Coniac (im Westen Santon, z. B. Hohes Licht) der überlagernden Einheiten ist, muß eine genauere Erfassung der Obergrenze der Oberen Branderfleckschichten erweisen.

6. ZUSAMMENFASSUNG

Die syntektonisch entstandenen Sedimente der Mittelkreide (Alb-Turon) aus den drei tiefsten oberostalpinen Stockwerken (Cenoman-Randschuppe, Allgäudecke, Lechtaldecke) zwischen Ammergau und Vorarlberg wurden stratigraphisch und sedimentologisch untersucht.

In den Mittelkreidesedimenten dieses Gebietes läßt sich eine Dreigliederung durchführen in

Branderfleckschichten (Vraconien/Untercenoman bis Turon)
Losensteiner Schichten (Unter-/Oberalb bis Vraconien) und
Tannheimer Schichten (Oberapt/Unteralb bis Unteralb/Mittelalb).

Die Abtrennung und Neubenennung der Branderfleckschichten ist durch die eigenständige Entwicklungsgeschichte dieser Serie gerechtfertigt. Während Tannheimer und Losensteiner Schichten auf die Cenoman-Randschuppe und Allgäudecke beschränkt sind, treten die Branderfleckschichten in der westlichen Cenoman-Randschuppe und am Nordrand der Lechtaldecke auf. Die drei genannten Serien lassen sich im tiefsten Oberostalpin nach Westen bis ins Große Walsertal verfolgen.

Die Fehlinterpretation der Tannheimer und Losensteiner Schichten als Flachwassersedimente geht vor allem auf die Nichtbeachtung der häufigen gravitativen Resedimentationserscheinungen in diesen Serien zurück. Seichtwasserfaunen sind durchwegs an schwerkraftbedingte Sedimentumlagerungen gebunden und als allochthon zu bezeichnen. Ichno- und Biofazies sowie sedimentologische Aspekte (Sedimentationsraten, Sedimentstrukturen, Assoziationen von Lithofaziestypen) weisen in den Tannheimer Schichten und Losensteiner Schichten auf eine Ablagerung hin, die unter tiefmarinen Bedingungen deutlich über der Calcitkompensationstiefe stattfand. Eine Bildung im tieferen Sublitoral bis oberen Bathyal wird als wahrscheinlich angesehen.

Über den geringmächtigen, bereits stark terrigen beeinflußten pelitischen Tannheimer Schichten setzen die gröberklastischen Losensteiner Schichten ein, an deren Bildung turbiditische Sedimentation nachweislich beteiligt ist. Die Losensteiner Schichten wurden in relativ kleinräumigen, fingerförmig radial nach Süden ausgreifenden submarinen Fächern gebildet, also lateral aus Norden in den Ablagerungsraum von Cenoman-Randschuppe und südlich anschließender Allgäudecke eingeschüttet. Eine Mittelkreidetransgression in der Allgäudecke ist nicht belegbar. Die Psephite dieser Serie stellen nicht, wie vielfach vermutet, Transgressionskonglomerate dar, sondern sind gröberklastische Füllungen von Rinnen (channels), die örtlich tief in liegende Sedimente submarin einerodiert sind. Pelite des Apt/Unteralb sind dort erhalten geblieben, wo die hangenden Losensteiner Schichten in feinerklastischer „inter-channel"-Fazies ausgebildet sind.

Die Merkmale abnehmender Proximalität in den klastischen Sedimenten der Losensteiner Schichten, von der Cenoman-Randschuppe nach Süden in die Allgäudecke, sind als weitere Belege für den generell Nord-Süd-gerichteten Sedimenttransport bis ins Vraconien zu werten.

Im obersten Alb der Cenoman-Randschuppe folgen über den Losensteiner Schichten die klastischen Branderfleckschichten mit olisthostromatischen Bildungen. Diese Block/Pelitmassen stellen Abtragungsprodukte der während des Vraconien über Meeresniveau gehobenen Stirn der Lechtaldecke dar. Dies ist aus sedimentologischen Beobachtungen und aus der Analyse des Geröllbestandes der Olisthostrome abzuleiten. Mit dem Einsetzen dieser Schüttungen ausschließlich kalkalpiner Komponenten aus Süden ist die allothigeneführende Sedimentzulieferung aus Norden unterbrochen.

Im Nordrandbereich der Lechtaldecke transgredieren die Branderfleckschichten nach kurzer Emersionsphase im Vraconien (?)/Untercenoman. Über vorwiegend kalkarenitischen Transgressionssedimenten folgen Pelite des Untercenoman, die die beginnende Subsidenz des Lechtaldecken-Nordrandes anzeigen. Fortgesetzte tektonische Bewegungen führen im mittleren (?) bzw. oberen Cenoman zu erneuter Verstärkung des submarinen und lokal noch subaerischen Reliefs, das in Verbindung mit starker Bruchtektonik die Bildung der für die Unteren Branderfleckschichten charakteristischen, mächtigen Blockbreccien verursacht. Die während dieser paroxysmalen Zeit noch tiefer greifende Erosion spiegelt sich darin, daß im Obercenoman/Unterturon erstmals auch Wettersteinkalk aufgearbeitet wurde.

Die Unteren Branderfleckschichten (Vraconien – Obercenoman/Unterturon) zeichnen sich dadurch aus, daß sie frei von allothigenen, nichtkalkalpinen Komponenten sind (untergeordneter, siliziklastischer Detritus sowie Schwerminerale gingen aus der Aufarbeitung älterer Mittelkreidepsammite hervor). Mit den Oberen Brander-

fleckschichten des Turon kommt es zu einer weiteren markanten Umstellung der Sedimentation, die durch eine Umkehr des Paläogefälles hervorgerufen wird. Kristallinführende Sedimenteinschüttungen aus Norden, ähnlich denen, die im Alb zur Bildung der Losensteiner Schichten Anlaß gaben, erreichen nun den stark absinkenden Nordrand der Lechtaldecke. In die zunehmend pelagischer werdende Pelitsedimentation über den Blockbreccien schalten sich turbiditische Grauwackenschüttungen, Geröllpelite und mächtigere Olisthostrome ein. Die klastischen turonen Sedimente der Oberen Branderfleckschichten sind durch vorwiegend bis ausschließlich allothigenen Stoffbestand charakterisiert. Erstmals konnte ultrabasischer Detritus neben Malm- und Unterkreide-Riffschuttkalken mit Korallen, Rudisten etc. in turonen (?) Sedimenten der Oberen Branderfleckschichten beschrieben werden.

Eine Reihe von Fakten führten zwingend zu dem Schluß, daß präcenomane Tektonik in Allgäudecke und Lechtaldecke sich nicht, wie bisher angenommen in Faltung, Bruchtektonik und kleinräumigen Verschuppungen erschöpfte. Für eine präcenomane Abdeckung der Allgäudecke durch die Lechtaldecke sprechen folgende Beobachtungen:

a) Die Mittelkreideablagerungen der Allgäudecke in den Vilser und Tannheimer Bergen reichen nur bis in das Vraconien und nicht wie bisher vermutet, ins Cenoman und Turon.

b) Abtragungsmassen der Lechtaldeckenstirn, die nahe der Grenze Vraconien/Untercenoman über das Meeresniveau gehoben wird, gleiten als Olisthostrome nach Norden in den verbliebenen Ablagerungsraum der Cenoman-Randschuppe ab, erreichen aber nicht mehr die Allgäudecke.

c) Die Sedimentation in der nördlichen Lechtaldecke beginnt in Flachwasserfazies zu dem Zeitpunkt, in dem die Tiefwassersedimentation der Allgäudecke endet.

Dieser Faziesgegensatz und die räumliche Verteilung der Mittelkreidesedimente läßt sich am zwanglosesten durch die Annahme einer tektonischen Überdeckung der Allgäudecke durch die Lechtaldecke während des höheren Vraconien erklären. Weiterhin spricht für interne Dekkenbewegungen innerhalb des Bajuvarikums vor der ,,mediterranen Phase", daß die aus Norden kommende exotikaführende Sedimenteinschüttung der Oberen Branderfleckschichten bereits im tieferen Turon über teilweise noch nicht abgedeckte Reste der Cenoman-Randschuppe, direkt den Nordrand der inzwischen isostatisch (?) abgesunkenen Lechtaldecke erreicht, nicht aber die Allgäudecke.

Die Serpentinit- und Quarzporphyre etc. führende Sedimentation des Turon leitet zur Gosau über, die nach kurzem Hiatus (?) in den nächst höheren Einheiten beginnt und während der die Exotikaschüttung aus Norden weiter nach Süden, bzw. auf höhere Baueinheiten übergreift.

CONCLUSIONS

The Midcretaceous clastic sediments, which are exposed along the northern margin of the Northern Calcareous Alps reflect those events that led to the imbricate stacking of nappes within the Upper Austroalpine tectonic unit. The temporal succession, types and intensities of synsedimentary tectonic movements are partially unraveled by using stratigraphic, sedimentpetrographic and facies analysis data.

Based on contrasting lithofacies, stratigraphic range and regional distribution, the Midcretaceous clastic sediments from the lower units of the Upper Austroalpine (Bajuvaricum) are subdivided into three series:

3. Branderfleck beds (Vraconian/Lower Cenomanian to Turonian)
2. Losenstein beds (Lower/Upper Albian to Vraconian)
1. Tannheim beds (Upper Aptian/Lower Albian to Lower Albian/Middle Albian).

The Tannheim and Losenstein beds are restricted to the lowest tectonic units (Cenoman-Randschuppe, Allgäu nappe). The Branderfleck beds occur in the upper tectonic unit (Lechtal nappe) and in the most northerly part of the lower tectonic units (Cenoman-Randschuppe).

Former studies neglected to consider mass flow redeposits, which are common within these synorogenic sediments and thus account for some misinterpretations of the depositional environments. The Losenstein beds were interpreted as shallow water nearshore marine deposits with deltaic affinities (e. g. K. Müller 1973), although "flyschlike" sedimentary phenomena were noted (e. g. Löcsei 1974). Rarely found shallow water megafauna occurences influenced the facies interpretation but were not recognized as being incorporated into gravity mass flow redeposits (slumps, slides, mudturbidites, olistostromes).

The ichno- and biofacies as well as sedimentological features (sedimentation rates, sedimentary structures, associations of lithofaciestypes, and geometry of sedimentbodies) in the Tannheim and Losenstein beds suggest that they were deposited under relatively deep marine conditions but above Calcite Compensation Depth. The most plausible depths range from deeper sublittoral to upper bathyal.

The Tannheim beds are varicolored mud- and siltstones reflecting a quiet hemipelagic sedimentation with an upward increasing terrigenous influence. They are overlain by the predominantly coarser-grained Losenstein beds, which represent heterogeneous deposits of small scale, north-south radiating submarine fans. In some profiles, the Losenstein beds commence with a thickening- and coarsening upward sequence of turbiditic, siliciclastic psammites. Locally, conglomerates in the Losenstein beds unconformably overlie Lower Cretaceous calcilutites or even Jurassic limestones. These observations formerly led to an interpretation of these conglomerates as transgressive. Not the faintest evidence, however, for nearshore or shallow water deposits is found in this lithology. Rather, because of their geometry, internal sedimentary structures, and pebble imbrication, these polymict conglomerates must represent coarse grained channel-fills. Locally they fill channels cut deeply into underlying sediments by submarine erosion. Pelitic sediments of the Aptian/Lower Albian (Tannheim beds) were only preserved in areas, where the overlying Losenstein beds display a fine-grained interchannel facies.

Paleocurrents from the north are indicated by bottom marks from turbiditic psammites as well as evidence of southwards decreasing proximality in conglomerates. The analysis of microfacies in conglomerate pebbles allows a reconstruction of stratigraphic sequences in the area of provenance, although the paleogeographic position of this area remains unknown and controversial.

In the Cenoman-Randschuppe the Branderfleck beds are developed in a slightly different facies in comparison with those from the Lechtal nappe. They uniformly blanket the Losenstein beds in the Cenoman-Randschuppe, but are in transgressive contact with folded Jurassic and Triassic rocks of the northern, frontal part of the Lechtal nappe.

Olistostromes and coarse breccias of Vraconian and Lower Cenomanian age in the Cenoman-Randschuppe are formed by debris, which was derived from the frontal part of the Lechtal nappe to the south. This is suggested, based on grainsize observations and microfacies of pebble-size clasts. The introduction of this clastic material from Mesozoic rocks of a southern provenance interrupted the influx of debris of Mesozoic and Paleozoic rocks from the external sources to the north.

Subsequent to a period of emersion and subaerial erosion, calcarenitic and conglomeratic sediments were deposited on the northern frontal part of the Lechtal nappe during the Lower Cenomanian transgression. Continuous subsidence of this area is documented in a sequence of pelitic sediments, which show increased differentiation between marly host sediments and redeposited psammitic intercalations.

During the Middle to Upper Cenomanian renewed tectonic movements (blockfaulting) may have caused a more pronounced submarine and, locally, subaerial relief. Rock-falls and blockavalanches below steep submarine escarpments formed large masses of megabreccias, which grade into organized and finer grained breccias in basinal facies. These coarse clastic deposits, formed during the Cenomanian/Turonian transition, also indicate a deeper reaching erosion than during the Lower Cenomanian, which led to stratigraphic inversion and the redeposition of basal sediments of the Branderfleck beds.

The Lower Branderfleck beds (Vraconian to Upper Cenomanian/Lower Turonian) are characterized by detrital components, which are derived exclusively from Upper Austroalpine units. No "exotic" clasts from external provenance are recognized. Minor siliciclastic detritus and heavy minerals (including picotite) are regarded as material from reworked Albian (?) sediments.

During the Turonian, a marked change in the detrital influx and resulting lithofacies occured. The influence of local sources on sediment input was strongly reduced whereas the sediment contribution from a distant source area in the north began to dominate the deposition of the Upper Branderfleck beds (Lower to Upper[?] Turonian). Turbiditic greywackes with considerable amounts of serpentinitic detritus, olistostromes and conglomerates with clasts and pebbles of Midcretaceous and Lower Cretaceous biodetrital reef-limestones as well as rhyolites and quartzites are intercalated in varicolored hemipelagic pelites of this section. Advanced subsidence and the reduction of the submarine relief must have preceded the accumulation of these sediments. Several small isolated sedimentary basins set into the Upper Austroalpine nappe pile must have been joined and amalgamated into an extended epicontinental basin with a general paleoslope directed to the south. This permitted the southward advance of fingerlike sedimentary bodies, which strongly resemble those of submarine fan environments including channel-fills and interchannel deposits.

According to the prevailing opinions, Precenomanian tectonics (Austrian phases, Tollmann 1964) only resulted in folding, blockfaulting and minor thrusting within the Upper Austroalpine platform. However, the following observations suggest that nappe movement and coverage of the Allgäu nappe by the Lechtal nappe occured before the Cenomanian:

a) The youngest Midcretaceous deposits in the Allgäu nappe of the investigated area are of Vraconian age (Gaupp 1980). Former biostratigraphic determinations of Cenomanian and Turonian are untenable and must be revised.
b) Coarse clastic debris from the frontal part of the Lechtal nappe, which was uplifted to the level of erosion during Vraconian/Lower Cenomanian, was shed to the north into the remnant basin of the Cenoman-Randschuppe, but did not reach the more southerly Allgäu nappe.

c) The sedimentation in the northern frontal part of the Lechtal nappe began in a shallow water environment at the time, when the deepwater sedimentation in the Allgäu nappe abruptly ceased.

This contrast of facies and the spatial distribution of Midcretaceous sediments can be explained by assuming a tectonic thrusting during the uppermost Vraconian of the Lechtal nappe over the Allgäu nappe.

The resolution of the temporal succession of nappe movements in the Bajuvaricum units of the Upper Austroalpine realm must also take into account evidence from redeposits:

During the Lower Turonian (Upper Branderfleck beds) sediment gravity flows rich in "exotic" debris from the north crossed the open Cenoman-Randschuppe basin and lap up directly on to the isostatically(?) subsided northern frontal part of the Lechtal nappe. The flows, however, did not reach the Allgäu nappe region. This is further evidence for the internal nappe stacking within the Bajuvaricum well before the "Mediterranean Phase" of the Middle Turonian.

Thus tectonic activities continued along the northern margin of the Austroalpine epicontinental platform during the interval between two major tectonic phases of the early alpine orogenic history, which have commonly been described as discrete episodes.

Dank

Für zahlreiche Anregungen zu dieser Arbeit und für wertvolle Kritik möchte ich vor allem den Herren Prof. Dr. P. Schmidt-Thomé, Prof. Dr. W. Zacher, Dr. H. Bögel, Prof. Dr. D. Herm, Prof. Dr. R. Hesse, Prof. Dr. E. Ott, Prof. Dr. P. Faupl und Prof. Dr. W. Frisch herzlich danken.

Die Bestimmung der Mikrofauna verdanke ich Herrn Prof. Dr. H. Hagn und Herrn Dr. H. Risch. Herrn Prof. Dr. F. Fabricius bin ich dankbar dafür, daß er mir die Möglichkeit gab zu sedimentpetrographischen und röntgenographischen Untersuchungen in der Abteilung Sedimentforschung/Meeresgeologie der Technischen Universität München.

Für die Durchsicht des Manuskriptes danke ich den Herren Prof. Dr. D. Herm, Dr. H. Seyfried, Dr. T. Lauber und Dr. K. Kelts.

7. LITERATURVERZEICHNIS

BASAN, P. B. (ed.) (1978): Trace fossil concepts. – Soc. Econ. Pal. Miner., short course No. 5, 201 pp; Tulsa.

BERNOULLI, D. & JENKYNS, H. C. (1974): Alpine, mediterranean and central atlantic mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. – In: R. H. DOTT & R. H. SHAVER (eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. – Soc. Econ. Pal. Miner., spec. publ. No. 19: 129–160; Tulsa.

BÖGEL, H. (1971): Beitrag zum Aufbau der Reiteralm-Decke und ihrer Umrandung (Berchtesgadener Alpen). – Diss. (Auszug), Techn. Univ. München, 21 pp; München.

BORNHORST, A. (1958): Geologie des Kalkalpenbereichs zwischen Vilser Alpen, Thaneller und dem Plansee, Tirol. – Diss. (Auszug) Techn. Hochschule München, 27 pp; München.

COLACICCHI, R. & PIALLI, G. & PRATURLON, A. (1975): Megabreccias as a product of tectonic activity along a carbonate platform margin. – Proc. Int. Congr. Sedim. 1975. Nice, 61–66; Nice.

COUGH, S. & HESSE, R. (1976): Submarine meandering talweg and turbidity currents flowing 4000 km in the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel, Labrador Sea. – Geology, 4: 529–533; Boulder, Col.

CUSTODIS, A. & SCHMIDT-THOMÉ, P. (1939): Geologie der bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. – N. Jahrb. Mineral, Beil.-Bd. 80, B, 307–463; Stuttgart.

DAVIES, I. C. & WALKER, R. G. (1974): Transport and deposition of resedimented conglomerates, the Cap Enragé formation. Cambro-Ordovician, Gaspe, Quebec. – Journ. Sed. Petrol., 44: 1200–1216; Tulsa.

DIETRICH, V. & FRANZ, U. (1976): Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – Geotekt. Forsch., 50: 85–109; Stuttgart.

DOBEN, K. (1976): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern, 1:25000, Blatt Nr. 8433 Eschenlohe. – 1 geol. Karte, Hsg. Bay. G. L. A.; München.

EL NOOR, W. (1966): Geologische Spezialuntersuchungen in den östlichen Allgäuer Alpen (Unterjoch, – Sorgschrofen, – Vilstal). – Ungedr. Dipl.-Arbeit, Techn. Hochschule München, 80 pp; München.

ERKAN, E. (1972): Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 65, 1972, 33–107; Wien 1973.

FAHLBUSCH, V. (1964): Die höhere Unterkreide des Kampenwand-Vorlandes (Chiemgauer Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., 4: 107–125; München.

FAUPL, P. (1978): Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25: 81–110; Wien.

— — & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der Kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rdsch., 68: 93–120; Stuttgart.

FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – Tectonophysics, 60: 121–139.

FUCHS, T. (1883): Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? – N. Jahrb. Min. etc. Beil.-Bd., 2: 487–584; Stuttgart.

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): Sediment-Petrologie Teil II, Sedimente und Sedimentgesteine. – 3. Aufl., 784 pp; Schweizerbart, Stuttgart.

GARRISON, R. (1967): Pelagic limestones of the Oberalm beds (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) Austrian Alps. – Bull. Canad. Petroleum Geol., 15: 21–49; Calgary.

— — & FISCHER, A. G. (1969): Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. – Soc. Econ. Pal. Miner., 14: 20–56; Tulsa.

GAUPP, R. (1977): Zur Geologie der Berge nördlich von Hindelang/Allgäu. – Ungedr. Dipl.-Arbeit, Techn. Universität München, 146 pp; München.

— — (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – Diss. Techn. Universität München, 282 pp; München.

— — & MÖLLER, N. & BORSCHINSKY, R. (1981): Epicontinental clastic sediments of the Northern Calcareous Alps (Cenomanian/Turonian): examples of syntectonic sedimentation. – Int. Ass. Sedimentologists 2nd European Regional Meeting 1981, Bologna, Abstr. 68–72; Bologna.

GEYER, G. (1909): Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. – Jahrb. Geol. R.-A., 59: 29–100; Wien.

GRACIANSKY, P. C. de & BOURBON, M. & LEMOINE, M. & SIGAL, J. (1981): The sedimentary record of Mid-Cretaceous events in the Western Tethys and Central Atlantic Oceans and their continental margins. – Eclogae geol. Helv., 74/2: 353–367; Basel.

HELMCKE, D. & PFLAUMANN, U. (1971): Zur „Transgression" der mittleren Kreide im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Vorarlberg/Österreich). – Geologica et Palaeontologica., 5: 149–163; Marburg.

HESSE, R. (1972): Lithostratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen des bayerischen Flysches: Unterkreide. – Geol. Bav., 66: 148–222; München.

— — (1974): Longdistance continuity of turbidites: possible evidence for an early cretaceous trench-abyssal plain in the East Alps. – Bull. geol. Soc. Amer., 85: 859–870; New York.

HOEDEMAKER, Ph. J. (1973): Olistostromes and other delapsional deposits and their occurence in the region of Moratalla (Province of Murcia Spain). – Scripta Geologica., 19: 1–207; Leiden.

HUCKENHOLZ, H. G. (1963): Der gegenwärtige Stand in der Sandsteinklassifikation. – Fortschr. Miner., 40: 151–192; Stuttgart.

HUCKRIEDE, R. (1958): Die Kreideschiefer bei Kaisers und Holzgau in den Lechtaler Alpen (Apt-Unter-Cenoman). – Verh. Geol. B. A. Wien, 1958: 71–86; Wien.

IMMEL, H. (1979): Cenoman-Ammoniten aus den Losensteiner Schichten der Bayerischen Alpen. – Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series, A, No. 6: 607–644; Stuttgart.

— — & ROCHOW, H. v. & WEIDICH, K. F. (1981): Erste Ammoniten-Funde aus dem oberen Cenoman und Turon der Nördlichen Kalkalpen und ihre paläogeographische Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1981 (8): 463–474; Stuttgart.

JACOBSHAGEN, V. & OTTE, O. (1968): Zur Stellung der Arosa-Zone im Allgäu und im Bregenzer Wald (Ostalpen). – Geologica et Palaeontologica., 2: 97–107; Marburg.

KALLIES, H. B. (1961): Geologie des Bregenzer Waldes beiderseits der Bregenzer Ach in der Umgebung von Schoppernau. – Geol. Jahrb., 78: 257–298; Hannover.

KOCKEL, C. W. & RICHTER, M. & STEINMANN, H. G. (1931): Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. – Wiss. Veröff. D. Ö. A. V., 10: 231 pp; Innsbruck.

KOLLMANN, H. A. (1968): Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (Oberösterreich). – Vh. Geol. B. A., 1968: 126–136; Wien.

KRAUS, E. (1941): Flysch-ähnliche Oberkreide aus den Kalkalpen. – Z. dtsch. Geol. Ges., 93: 299–308; Berlin.

KRUSE, G. (1964): Über eine Albfauna aus dem Tennbodenbach bei Niedernfels zwischen Kampenwand und Achetal (Chiemgauer Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., 4: 93–106; München.

LEUCHS, K. (1947): Die Beziehung zwischen Gosau und Flyschfazies. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., Abtl. I., 156: 167–180; Wien.

LIEBAU, A. (1976): Entwurf einer paläobathymetrischen Flachmeer-Zonierung mit Hilfe von Ostracoden und anderen Mikrofossilien. – Zentralblatt Geol. Paläont. II, Jahrg. 1976, 5/6: 442–447.

LÖCSEI, J. (1974): Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. – Jahrb. Geol. B. A., 117: 17–54; Wien.

LUTYJ-LUTENKO, A. (1951): Bau und Strukturen der Lechtaldecke im Gebiet der Jachenau zwischen Walchensee und Isar-Tal. – Geol. Bav. 8; 63 pp; München.

MIALL, A. D. (1976): Facies Models 4. Deltas. – Geoscience Canada, 3: 215–227; Toronto.

MUTTI, E. (1974): Examples of ancient deep-sea fan deposits from circum-mediterranean geosynclines. – In: R. H. DOTT & R. H. SHAVER (eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation; Soc. Econ. Pal. Miner., spec. publ., 19: 92–105; Tulsa.

— — & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell appenino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. – Mem. Soc. Geol. Italia, 11: 161–199; Pisa.

— — (1975): Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Appennines. – 9th Intern. Congr. Sedim. Nizza, Exkursionsführer 11: 21–36; Nizza.

MÜLLER-DEILE, G. (1940): Geologie der Alpenrandzone beiderseits vom Kochelsee in Oberbayern. – Mitt. Reichsinst. f. Bodenforschung, 34: 106 pp; München.

MÜLLER, K. (1967): Sedimentpetrographische Untersuchungen im „Randcenoman" in Bayern und Vorarlberg. – Diss. Techn. Univ. Clausthal, 143 pp; Clausthal.

— — (1973): Das „Randcenoman" der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – Geol. Rdsch. 62., 1: 54–96; Stuttgart.

NELSON, C. H. & NILSEN, T. H. (1974): Depositional trends of modern and ancient deep sea fans. – In: R. H. DOTT & R. H. SHAVER (eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. – Soc. Econ. Pal. Miner. spec. publ., 19: 69–91; Tulsa.

NORMARK, W. R. (1974): Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep sea fans. – In: R. H. DOTT & R. H. SHAVER (eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. – Soc. Econ. Pal. Miner., spec. publ., 19: 56–68; Tulsa.

OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jahrb. Geol. B. A., Bd. 106: 1–88; Wien.

— — (1964): Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – Verh. Geol. B. A., 1964: 47–52; Wien.

— — (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläozän im Ostalpenraum. – Jahrb. Geol. B. A., 111: 115–145; Wien.

OEDEKOVEN, L. (1976): Die grobklastischen Sedimente des Jura und der Unterkreide in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Traunsee. – Diss. Techn. Univ. München, 185 pp; München.

OSSWALD, K. (1929): Die Wendelsteingruppe. – Mitt. geogr. Ges. München XXI, 2: 182–304; München.

— — (1959): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern, 1:25000. – Blatt-Nr. 815 Brannenburg; Bayer. Geol. Landesamt München.

— — (1961–1966): Der Einbachhang und die Wildbarren-Mittelkreide. – Unveröff. Manuskript aus dem Nachlaß aufbewahrt im Inst. f. Geol. d. Techn. Univ. München.

OTTE, O. (1972): Schichtfolgen, Fazies und Gebirgsbau des Mesozoikums der Vorarlberger Kalkalpen südlich des Großen Walsertales (Österreich). – Diss. Freie Univ. Berlin, 195 pp; Berlin.

PASSEGA, R. (1964): Grain size representation by CM-patterns as a geological tool. – Journ. Sed. Petrol., 34/4: 830–847; Tulsa.

PETTIJOHN, F. J. & POTTER, P. E. & SIEVER, R. (1973): Sand and sandstone. – 618 pp; Springer, New York, Heidelberg, Berlin.

PFLAUMANN, U. & STEPHAN, W. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1:25000. – Blatt-Nr. 8237 Miesbach, 415 pp; Bayer. Geol. Landesamt, München.

PICHLER, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. – Beih. Geol. Jb., 48: 129–204; Hannover.

PREY, S. (1968): Probleme im Flysch der Ostalpen. – Jahrb. Geol. B. A., 111: 147–174; Wien.

RAHMAN, A. (1967): Die Gastropoden der Oberkreide (Obercenoman) von Hölzelsau bei Niederndorf in Tirol. – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., 7: 23–134; München.

REISER, K. A. (1920): Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. – Geognost. Jahrb., 1920–1924 Nr. 33, 35, 37; München.

REUM, H. (1954): Zur Geologie des Alpenrandes im Raume der Füssener Bucht. – Ungedr. Dipl.-Arbeit, Techn. Hochsch. München, 90 pp; München.

RICHTER, D. (1973): Olisthostrom, Olistholith, Olisthothrymma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tektogenetischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen. – N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 143: 304–344; Stuttgart.

— — & MARIOLAKOS, I. (1973): Olisthothrymma, ein bisher nicht bekanntes tekto-sedimentologisches Phänomen in Flyschablagerungen. – N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh., 142: 165–190; Stuttgart.

RICHTER, M. (1926): Die Cenoman-Transgression im Ammergebirge. – Cbl. Miner etc., 1926: 57–64; Stuttgart.

— — (1970): Die Aroser Decke (Arosa-Zone) in Vorarlberg und im Allgäu und ihre Fortsetzung am bayerischen Alpenrand. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 10: 605–631; Stuttgart.

RIGBY, J. K. & HAMBLIN, W. K. (eds.) (1972): Recognition of ancient sedimentary environments. – Soc. Econ. Pal. Miner., spec. publ., Nr. 16, 340 pp; Tulsa.

RISCH, H. (1969): Stratigraphie der höheren Unterkreide der Bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. – Diss. Univ. München, 180 pp; München.

— — (1971): Stratigraphie der höheren Unterkreide der Bayerischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien. – Palaeontographica Abtl. A, 138: 1–80; Stuttgart.

ROEDER, D. (1976): Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. – Z. Dtsch. Geol. Ges. 127: 87–103; Hannover.

SÖHLE, U. (1899): Das Ammergebirge, geologisch aufgenommen und beschrieben. – Geognost. Jh. 11; München.

SURLYK, F. (1975): Fault controlled marine Fan-delta sedimentation at the Jurassic-Cretaceous Boundary, East Greenland. – IX. Int. Congr. Sedim., 1975: 306–311; Nice.

SCHIDLOWSKI, M. (1962): Über das westliche Ende der Allgäuer Hauptmulde im Hinteren Bregenzer Wald (Vorarlberger Kalkalpen). – Vh. Geol. B. A., 1962: 49–63; Wien.

SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges., 66/67: 165–193; Wien.

SCHMIDT-THOMÉ, P. (1950): Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Rißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubeckens. – Geol. Bav. Nr. 4, 55 pp; München.

SCHOLZ, G. (1978): Beitrag zur Kenntnis des ostalpinen Alb, 1. Oberalb-Ammoniten aus dem Kampenwandvorland (Chiemgauer Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., 18: 39–44; München.

SCHULZ, O. (1952): Neue Beiträge zur Geologie der Gosau-Schichten des Brandenberger Tales (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont., 95: 1–98; Stuttgart.

STANLEY, D. J. & UNRUG, R. (1972): Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of slope and base-of-slope environments in modern and ancient basins. – In: J. K. RIGBY & HAMBLIN, W. K. (eds.), Recognition of ancient sedimentary environments. – Soc. Econ. Palaeont. Miner., spec. publ., 16: 287–340; Tulsa.

STAUFFER, P. H. (1967): Grain-flow deposits and their implication. Santa Ynez Mountains, California. – Journ. Sed. Petrol., 37: 487–508; Tulsa.

STILLE, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. – 443 pp; Berlin.

TOLLMANN, A. (1963): Ostalpen-Synthese. – Verlag Deuticke Wien, 256 pp; Wien.

— — (1965): Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. – 1. Teil: Verh. Geol. B. A., Sonderheft Q: 103–133, Wien. 2. Teil: Z. Dtsch. Geol. Ges., Jahrb. 1964, Bd. 116: 359–389; Hannover.

— — (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekton. Forsch., 21: 1–156; Stuttgart.

— — (1970): Deckenbau der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 136/1: 80–133; Stuttgart.

— — (1976a): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. II, Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 pp; Deuticke Wien.

— — (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. III, Orogene Stellung und regionale Tektonik. – 449 pp; Deuticke Wien.

TUCHOLKE, B. E. & VOGT, P. R. & MURDMAA, I. O. & ROTHE, P. & HOUGHTON, R. L. & GALEHOUSE, J. S. & KANEPS, A. & MCNULTY, C. L. & OKADA, H. & KENDRICK, J.-W. & DEMARS, K. R. & MCCAVE, I. N. (1979): Int. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 43. – U. S. Govt. Print. Office; Washington (D. C.).

WALKER, R. G. (1966): Shale Grit and Grindslow Shales; transition from turbidite to shallow water sediments in the upper Carboniferous of Northern England. – Journ. Sed. Petrol., 36: 90–114; Tulsa.

— — (1967): Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. – Journ. Sed. Petrol., 37/1: 25–43; Tulsa.

— — (1975a): Upper cretaceous resedimented conglomerates at Wheeler Gorge, California: description and fieldguide. – J. Sedim. Petrol., 45: 105–112; Menasha.

— — (1975b): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. – Bull. Geol. Soc. Amer., 86: 737–748; New York.

— — (1975c): Conglomerate: Sedimentary structures and facies models. – In: J. C. HARMS et al. (eds.): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Soc. Econ. Paleont. Miner., short course No. 2: 133–161; Tulsa.

— — (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. – Ass. Amer. Petrol. Geol. Bull., 62/6: 932–966; New York.

WEIDICH, K. F. (1980): Zur Geologie der Kalkalpenrandzone zwischen Ohlstadt und Kochelsee (Oberbayern) und Feinstratigraphie der mittleren Kreide. – Ungedr. Dipl.-Arbeit Universität München, 77 pp; München.

WOLFF, H. (1968): Die tiefe Oberkreide (Cenoman-Turon) von Regau im östlichen Wendelstein-Gebiet (Bayerische Alpen). – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., 8: 309–332; München.

— — (1970): Gastropodenfauna und Biotope des Oberalb (und Vraconien) vom Tennboden (Bayerische Kalkalpen, Chiemgau). – Diss. Univ. München, 208 pp; München.

ZACHER, W. (1959): Geologie der Umgebung des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). – Mit besonderer Berücksichtigung der Kreideablagerungen und ihrer exotischen Gerölle. – Diss. Techn. Hochschule München, 106 pp; München.

— — (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000. – Blatt-Nr. 8430 Füssen, 151 pp; Bayer. Geol. Landesamt München.

— — (1966): Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). Mit einem mikropaläontologischen Beitrag von F. BETTENSTAEDT. – Mitt. Bayer. Staatssammlg. Paläont. Hist. Geol., 6: 213–228; München.

ZEIL, W. (1954): Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. – Geol. Bav. Nr. 20, 85 pp; München.

— — (1955): Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 101: 141–226; Stuttgart.

— — (1956): Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 103: 375–412; Stuttgart.

— — (1957): Faziesunterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinalen Bayerns. – Geol. Rdsch., 45: 134–143; Stuttgart.